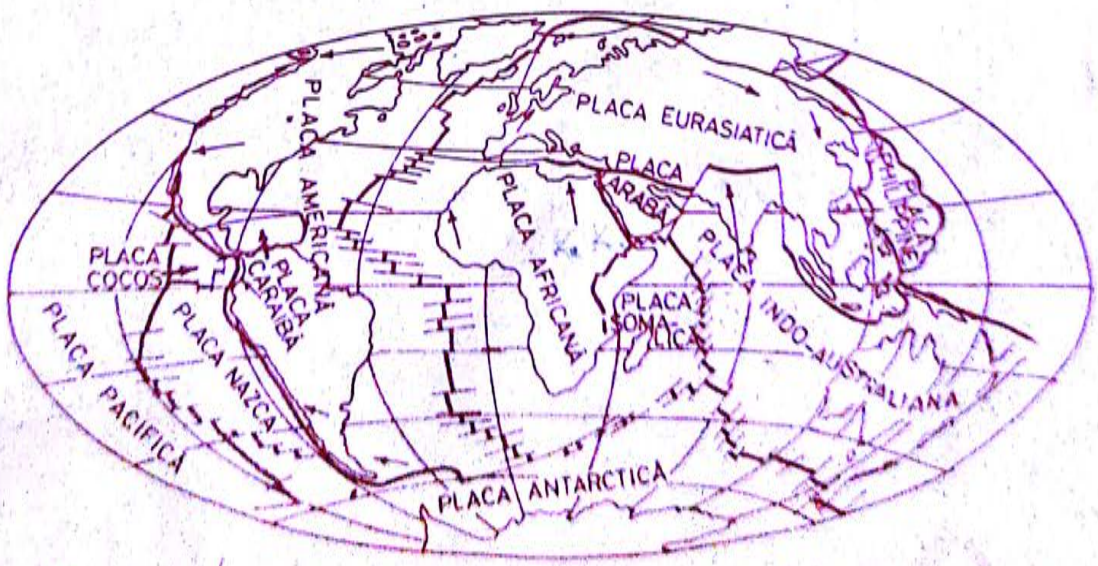
SINTEZE LYCEUM

NESTOR LUPEI

DINAMICA TERESTRĂ



EDITURA ALBATROS

Scanned with OKEN Scanner

SINTEZE LYCEUM

Prof. univ. dr. NESTOR LUPEI

DINAMICA TERESTRĂ

EDITURA ALBATROS • BUCUREȘTI • 1979

Scanned with OKEN Scanner

Lucrarea pe care o oferim cititorilor se înscrie în dorința de a prezenta o sinteză asupra fenomenelor dinamice care au loc în interiorul globului terestru (cele mai puțin cunoscute), în crusta terestră și în învelișurile lui exterioare. Titlul lucrării ar putea sugera că este vorba de procesele cunoscute ale geologiei dinamice, deci că lucrarea ar fi o geologie dinamică intitulată altfel. În parte, este adevărat. Dar lucrarea are un cîmp mai larg de cuprindere, fără a insista asupra unor detalii, care pot fi cunoscute din lucrări de specialitate.

Cercetările mai noi confirmă teze enunțate anterior, care intuiau — fără a avea confirmări culese prin studii adecvate — că „viața" planetei noastre are legături cu Soarele care o încălzește, cu care are o origine comună și în jurul căruia, ca și surorile ei, planetele, execută o mișcare de revoluție, păstrîndu-și poziția pe o orbită proprie de mișcare.

Științele despre Pămînt, numite și geoștiințe, *au primit, mai ales în ultimele decenii, o bogată fundamentare științifică, pe cale de a fi, din ce în ce, mai argumentată. Astăzi sînt mai bine dovedite relațiile Pămîntului cu corpuri din Cosmos și mai ales cu Soarele și cu planetele mai apropiate din sistemul solar. Pămîntul a avut și are o evoluție care reprezintă un mic dar foarte interesant episod din evoluția infinită a universului.*

Informarea geologică culeasă de pe sol, prin metoda clasică „mente et maleo" (cu mintea și cu ciocanul), își găsește încă și își va mai găsi aplicarea în cercetarea geologică curentă — locală și regională — care se încadrează într-o geologie globală, ca urmare a descifrării tectonicii plăcilor, un mecanism de importanță majoră în dinamica terestră.

Cercetarea geologică și îndeosebi cunoașterea Pămîntului, în structura sa materială și a cîmpului fizic care îl caracterizează, a primit un ajutor hotărîtor prin aplicarea metodelor

Scanned with OKEN Scanner

geofizice complexe de pe sol, din atmosferă, de pe suprafața și din adîncul oceanelor, cum și din Cosmos. Metodele geofizice și interpretarea lor geologică au revoluționat științele despre Pămînt și au apropiat mai mult unele de altele, domenii ce păreau distanțate între ele, ca problematică.

Dinamica terestră prinde într-o privire sintetică procese care aparțin unor domenii variate: geologiei, geofizicii, geografiei, astronomiei și astrofizicii, meteorologiei și climatologiei, pedologiei și biologiei, pentru a nu menționa decît pe cele mai importante, fiindcă aceste procese legate cauzal între ele, și toate la un loc, sînt condiționate de agenți sau factori proprii Pămîntului, și, într-o subordonare cu acesta, cîmpului fizic cosmic. Cu alte cuvinte, Cosmosul condiționează, parțial, sau, sub unele aspecte, integral, fenomenele dinamice din cuprinsul planetei noastre.

Avînd în vedere cîmpurile fizice cosmice în care se găsește Pămîntul, în lucrare s-a dat o extindere corespunzătoare cercetărilor și rezultatelor acestora despre Univers și sistemul nostru solar. Parcurgînd aceste relatări (capitolul 1), cititorul își va da seama despre unitatea, diversitatea și evoluția materiei din univers, despre legile lui de guvernare, cărora se supune și Pămîntul.

Cartea cuprinde, deci, un material de sinteză, într-o concepție modernă, privind procesele dinamice care au loc în învelișurile Pămîntului, arătînd înlănțuirea cauzală dintre ele, cum și efectele lor. În această concepție, materialul va fi prezentat într-o manieră funcțională, latura descriptivă și cea de sistematică (clasificații) fiind expuse cît mai sumar, suficient, totuși, pentru înțelegerea problemei tratate. De altfel, aspecte descriptive pot fi aflate în manuale de specialitate care au ca obiect de studiu Pămîntul și spațiul cosmic în care s-a format și se găsește planeta noastră. Informații detaliate referitor la univers, cititorul poate găsi în lucrările: „Astrofizica contemporană", de V.L. Ghinzburg *(trad. din limba rusă, Editura enciclopedică română, București, 1972); „Breșe adînci în infinit" de general-maior. ing.* D. St. Andreescu *(Editura militară, București, 1972); „Dicționar de Astronomie și Astronautică", de* Călin Popovici, G. Stănilă, Emilia Țifrea, Fl. Zăgănescu *(Editura științifică și enciclopedică, București, 1977), cum și în alte lucrări de profil geologic și geografic.*

Lucrarea se adresează, în primul rînd, tineretului liceal și universitar, tineretului din unitățile de producție și din

Scanned with OKEN Scanner

instituții, cadrelor didactice, activiștilor culturali angajați în cultura de masă și altor cititori dornici să se informeze într-un domeniu atît de interesant și necesar în completarea cunoștințelor.

Și pe această cale mulțumesc editurii ALBATROS pentru publicarea lucrării, destinate mai ales instruirii tineretului țării, pentru care editura își sporește, an de an, prezența. Mulțumesc de asemenea referentului științific Prof. Dr. S. Pauliuc, și, ca de obicei, redacției, tehnoredacției și lucrătorilor tipografici care au ostenit pentru tipărirea cărții.

Brad, noiembrie 1978

AUTORUL

Scanned with OKEN Scanner

INTRODUCERE

Realizările contemporane în domeniul științelor aplicate (matematică, fizică, chimie) și în domeniul tehnicii și al tehnologiei au marcat, în scurt timp, un spor uimitor în crearea mijloacelor de investigare a modului de dispersare și de concentrare a materiei în microcosmos (domeniul invizibil cu ochiul liber), în macrocosmos (domeniul vizibil cu ochiul liber) și în megacosmos (domeniul îndepărtat al structurii și compoziției universului).

Un efort susținut, depus de unele țări separat și prin colaborare internațională, începînd cu Anul Geofizic Internațional (AGI), inaugurat la 1 iulie 1957, a adus un spor considerabil de cunoștințe asupra întinderii nemărginite a universului, asupra structurii sistemului solar și a Pămîntului, asupra universului atomic.

După *Anii Polari Internaționali* (1883 și 1933), *Anul Geofizic Internațional* a avut ca program de studiu cercetarea Pămîntului și a împrejurimilor sale. Un impuls în acest scop l-a dat *Uniunea Științifică Internațională Radio*, întrunită în 1954 la Haga, *Uniunea Internațională de Geodezie și Geofizică*, întrunită la Roma, și *Comitetul special al AGI* întrunit la 4 octombrie 1954. Aceste trei mari reuniuni ale oamenilor de știință au condus la concluzia că Pămîntul mai are multe sectoare necunoscute și planeta noastră ar putea fi mai bine „văzută", cercetată și analizată de la mari depărtări, din cosmos, ceea ce s-a și dovedit ulterior. În programul de lucru al acelor reuniuni s-a înscris un domeniu nou de cercetări: „*Rachete și sateliți*".

Cercetările asupra Pămîntului au început, în mod convergent, pe mai multe fronturi: de pe uscatul terestru, prin metode geofizice, geologice, geochimice și foraje; de pe suprafața și din adîncul oceanelor, prin metode geofizice și geo-

Scanned with OKEN Scanner

logice-petrografice; din aer, cu ajutorul aparaturii geofizice instalată la bordul avioanelor; din afara atmosferei terestre (din spațiul interplanetar), prin sateliți, nave-sateliți, nave cosmice, stații automate (laboratoare spațiale). Concomitent, au fost culese date științifice asupra corpurilor din Univers, pînă la depărtări de 10 miliarde ani-lumină.

Cercetarea prin sateliți a început în 1957, cu Sputnik I și Sputnik II, lansați din Uniunea Sovietică. La 31 ian./ 1 febr. 1958 a fost lansat din Statele Unite ale Americii satelitul Explorer 1, urmat de Vanguard 1, la 17.03.1958. Au urmat sateliți de dimensiuni mai mari, specializați pentru diferite misiuni, la intervale tot mai scurte și cu aparatură din ce în ce mai complexă. După începutul lansării de sateliți artificiali, făcut de U.R.S.S. și S.U.A., au urmat, în ordine cronologică: Marea Britanie (satelitul Ariel,) la 26.04.1962; Canada (satelitul Alouette), la 20.09.1962; Italia (satelitul San Marco), la 15.12.1964; Franța (satelitul Asterix), la 26.11. 1965; Australia (satelitul Wresat), la 29.11.1965; ESRO (în colaborare, satelitul Iris), la 17.05.1968; U.R.S.S.-R.D.G.-R.S.C.-R.P.P. (satelitul Intercosmos), la 14.10. 1969; R.F.G. (satelitul Azur), la 8.11.1969; Japonia (satelitul Oshumi), la 12.02.1970; R.P. Chineză (satelitul China 1), la 24.04.1970; Olanda (satelitul ANS), la 30.08.1974; Spania (satelitul Intasat), la 15.11.1974; India (satelitul Arabhata), la 19.04.1975; Indonezia (Palapa 1), la 8.07.1976. Din 1957 pînă în prezent au fost lansați sateliți în număr de mai multe mii, cei mai mulți de către S.U.A. și U.R.S.S. Celelalte țări au lansat un număr mult mai redus.

Misiunile sateliților privind Pămîntul au urmărit culegerea datelor referitoare la potențialul fizic terestru (gravimetrie, geomagnetism, flux termic), unele probleme geodezice, structura învelișului gazos, îndeosebi ionosfera și centurile de radiații. Alți sateliți au prospectat structuri geologice, zone metalogenetice, aspecte meteorologice, culegerea de date privind problemele agriculturii, silviculturii, fitopatologiei, telecomunicațiilor, etc.

Obiectele cosmice studiate au fost, în primul rînd, Luna, Soarele și planetele apropiate: Mercur (satelitul Mariner-10), Venus (sateliții Venus și Mariner-10); Marte (sateliții Mariner, Mars, modulii de coborîre pe Marte — Wiking). O stație

Scanned with OKEN Scanner

automată interplanetară, Pioneer-10, a fost lansată în decembrie 1973. Numeroşi sateliţi cercetează spaţiul nostru interplanetar, între care unii au survolat planeta Jupiter şi se îndreaptă spre Saturn şi planetele mai îndepărtate.

Prin perfecţionarea aparaturii de pe ambarcaţiuni cosmice şi de pe sol „ochii" şi „urechile" Pămîntului au primit semnale de pe corpuri cosmice foarte îndepărtate (radiaţii electromagnetice, raze X, ultraviolete, raze gamma, radiounde etc).

Prin colaborare internaţională au urmat asidue cercetări încadrate în: Proiectul *Mantaua superioară şi influenţa ei asupra scoarţei terestre* (1963—1971); *Proiectul geodinamic* (1971—1980); *Proiectul Moho; Proiectul Soarelui calm; Programul lărgit — şi pe termen lung al explorării şi cercetării oceanologice* început în 1969. În cadrul acestuia din urmă au fost organizate cîteva expediţii de o mare importanţă, ca: expediţia în Oceanul Indian; campania de studii a curentului Kuro-Shiwo; campania de studii în comun a Oceanului Atlantic tropical; expediţia în Marea Mediterană; expediţia în Oceanul Austral. *Comisia oceanografică internaţională* (I.O.C.), începînd din 1970, a proiectat şi efectuat activităţi la care au participat 25 ţări, cu 23 vase, 240 oceanografi, în perioada 1970—1973. Între Franţa şi S.U.A a avut loc o colaborare în cadrul proiectului „Famous", începînd din 1974, pentru studiul dorsalei atlantice. În anul 1976 a fost realizată o expediţie în Marea Caraibilor, care a luat contact cu un rift de expansiune a fundului oceanic.

Prin cercetări ample, prin colaborări în cadrul societăţilor şi asociaţiilor de geoştiinţe, prin creşterea numărului de institute de cercetare şi a numărului de specialişti, în posesia unei aparaturi perfecţionate, avînd asigurat schimbul de informare şi colaborare internaţională, s-a ajuns la confirmarea sau infirmarea unor ipoteze mai vechi şi la crearea unor baze ştiinţifice mai corespunzătoare pentru cercetările viitoare. Alături de teoria atomică a chimiştilor, de mecanica cuantică, de studiul particulelor elementare şi a energiilor înalte ale fizicienilor, de biologia moleculară, de saltul uriaş în transporturi şi de prezenţa omului în spaţiul cosmic, apare tot mai mult şi mai bine cunoscută structura planetei noastre. Dintre problemele noi ale geologiei, cu lansare în viitor, se detaşează cîteva care

Scanned with OKEN Scanner

au revoluționat gîndirea geologică. Menționăm pe cele mai importante.

— *Teoria plăcilor litosferice* și a expansiunii oceanelor, elaborată de *H.H. Hess* și *R.D. Dietz* (1960—1962), confirmată prin cercetări ulterioare de *J.T. Wilson* (1965), care, în plus, a separat faliile de transformare ce intersectează rifturile dorsalelor mediane, oceanice. Au urmat alte cercetări care au dovedit că scoarța oceanică se înnoiește permanent *(W.J. Morgan, Xavier Le Pichon, B. Isacks* ș.a. între 1966—1968). S-a dovedit că actuala scoarță, acoperită de oceane, nu este mai veche decît Jurasicul (130—135 milioane de ani). S-a precizat altfel noțiunea de *litosferă* care include nu numai scoarța (crusta), ci și pătura exterioară a mantalei, situată între scoarță și astenosferă. Astenosfera este o pătură a mantalei caracterizată prin rigiditate mai scăzută, dedusă din o reducere a vitezei de propagare a undelor seismice. În astenosferă se manifestă curenții de convecție prin care se face vehicularea plăcilor litosferice și procesul de expansiune oceanică. Curenții de convecție, de regulă, se ridică sub crusta depresiunilor alungite, de forma celor intramontane sau de graben, de unde se desfășoară în mod divergent (J. Goguel, 1972).

— Prin colaborare internațională pe baza rezoluțiilor celui de-al XIX-lea Congres Internațional de Geologie din Mexic, 1956, au fost elaborate hărți tectonice, ca: harta tectonică a Europei (1962—1964); harta tectonică a Americii de Nord (1963); harta tectonică a Africii (1968); harta tectonică a Eurasiei (1971); hărțile geologice-geografice ale oceanelor Pacific, Atlantic și Indian (1967—1971).

— Au fost elaborate hărți regionale, cu detalii geomorfologic-structurale, metalotectonice și metalogenetice, litofaciale etc.

— Studiul magnetismului terestru și al paleomagnetismului, îndeosebi prin dovedirea și folosirea inversării polilor magnetici ai Pămîntului, au adus contribuții valoroase în formularea teoriei expansiunii oceanice.

— A fost mult îmbunătățită *scara geocronologică*, atît pentru vîrstele absolute (metode radiogenice) *(A. Irving* 1964, *D.W. Collinson* ș.a., 1967), cît și pentru vîrstele relative, prin fosile caracteristice.

Scanned with OKEN Scanner

— S-a dezvoltat o *microbiologie și inframicrobiologie stratigrafică*, prin studiul unor microorganisme fosile, ca: nannoplanctonul în coloana stratigrafică *(G. Deflandre*, 1956—1962; *D. Noel*, 1961; *E. Martini*, 1970), sporii precambrieni *(S.N. Naumova)*; globigerinele *(W.C. Drooger*, 1963, *N. Subbotina*, 1964—68); alte grupe de microforaminifere *(H.M. Bolli, D.W. Blow*, 1963—1973).

— Prin folosirea unor metode complexe de studiere a Pămîntului (geologice, geofizice, geochimice, biologice, mecanice, matematice) s-a creat un termen nou în geoștiințe, cel de *geonomie*.

— Au fost create noi domenii, de graniță, între geoștiințe, ca: seismotectonică și seismovulcanologie, petrofizică, geologie minieră, paleoecologie etc.

— S-au adîncit studiile stratigrafice și de prospectare a microfaciesurilor biologice (microfosile de facies) și litologice a rocilor *(G. Cuvillier*, 1959, *D.V. Ager*, 1963).

— S-a dat o mai mare amploare prospectării minereurilor de origine sedimentară.

— S-a trecut la cercetarea și exploatarea hidrocarburilor din zone adînci și din platformele submerse.

— Au fost aduse îmbunătățiri în unele diviziuni stratigrafice și paralelizări între bazine sedimentare sincrone.

— Progresul realizat în cunoașterea și aplicațiile razelor X în termodinamica sistemelor naturale a permis formarea unei mineralogii sistematice a asociațiilor naturale. Microsonda electronică *(R. Castaing, A. Guinier)* a înlesnit reînnoiri în interpretarea petrografiei. Spectroscopul de masă *(J.J. Tompson, Fr. Aston, A.G. Dempster* ș.a.) a permis dezvoltarea geologiei nucleare. Electronica modernă a promovat tehnici eficiente în toate domeniile de cunoaștere inclusiv a Terrei.

Pentru cunoașterea Universului și a influenței acestuia au fost create discipline noi în cadrul astronomiei, ca: astrofizica (radioastronomia, astronomia optică, astronomia Roentgen, astronomia gamma, studiul radiației cosmice primare, astronomia neutrinilor), cosmochimia, exobiologia, cosmoenergetica ș.a.

Cu descoperirile realizate au fost completate unele pagini albe în cunoașterea globului terestru și a Cosmosului, au

Scanned with OKEN Scanner

fost găsite legități și relații noi, care îmbunătățesc și completează cunoștințele. Dar fiecare problemă rezolvată sau în studiu aduce noi probleme, noi enigme care își caută clarificarea și care vor aduce noi satisfacții. Așteptările pentru astfel de satisfacții, în viitor, vor fi de mai scurtă durată, deoarece „pasul" cercetării și al cunoașterii este și mai mare și mai grăbit decît pînă în prezent. Încă sînt multe sectoare ale științei puțin cunoscute sau chiar necunoscute, dar toate acestea se vor putea cunoaște, puterea de pătrundere a omului, prin munca și uneltele lui de astăzi și de mîine fiind o mare garanție.

Scanned with OKEN Scanner

PARTEA ÎNTÎI

PĂMÎNTUL, DE LA ORIGINI PÎNĂ LA STRUCTURA ACTUALĂ

CAPITOLUL 1

UNIVERSUL LOCUL PĂMÎNTULUI ÎN UNIVERS

Prin univers se înţelege întreaga lume, infinită în spaţiu şi veşnică în timp în care se află materia (masă + energie + informaţie), diversificată ca formă şi conţinut în diferite stadii de dezvoltare. Cuprinde totalitatea obiectelor cosmice şi spaţiul dintre ele; relaţiile dintre obiectele cosmice inclusiv evenimentele şi energiile ce se desfăşoară într-o evoluţie şi curgere continuă, într-o cauzalitate naturală, legică.

Considerăm necesare unele date referitoare la natura şi organizarea materiei în Univers, pentru a înţelege mai uşor poziţia şi evoluţia sistemului nostru solar şi, inclusiv, a planetei noastre. Sînt necesare astfel de date deoarece corpurile din Univers se influenţează unele pe altele, fiind prinse într-un mediu de particule şi de radiaţii, de *cîmpuri fizice*, cu atît mai intense cu cît corpurile sînt mai mari şi cu cît acestea se găsesc într-un stadiu mai avansat de concentrare a materiei lor care, la rîndul ei, este supusă unor intense procese dinamice termonucleare şi radionucleare.

La începutul acestui capitol, prezentăm unele date referitoare la distanţele şi timpul cu care se operează curent în imensitatea Universului, considerat în cele patru dimensiuni care îl caracterizează (trei dimensiuni spaţiale şi a patra dimensiune, timpul). În nici un alt domeniu al ştiinţelor nu s-a ajuns la o aşa strînsă contopire a spaţiului cu timpul încît să se măsoare distanţele cosmice prin unităţi de timp. În cadrul Sistemului solar, cu un diametru de circa 12 miliarde de km, pentru măsurarea distanţelor se folosesc unităţi ale sistemului metric obişnuit. O primă unitate pentru măsurarea distanţelor cereşti, exprimată tot în acelaşi sistem metric este *unitatea astronomică* (UA) care are valoarea de $149{,}6 \cdot 10^6$ km, fiind egală cu media distanţei dintre sistemul Pămînt-Lună şi centrul Soarelui. Superior UA este

Scanned with OKEN Scanner

parsecul (pc), care este egal cu 206 266,8 UA, ceea ce este egal cu $3{,}0856 \cdot 10^{13}$ km. Acesta are următorii multipli: kiloparsecul (10^3 pc) și megaparsecul (10^6 pc). Aceste două unități se folosesc pentru a reda depărtări ale corpurilor mari din Univers. Cea mai mare unitate de măsură și estimare a dimensiunilor de spațiu-timp în Univers este *anul-lumină*, care este egal cu distanța străbătută de lumină, în vid (cu viteza de 299 792 458 m/s), în timp de un an tropic (365, 242 199 zile), distanță egală cu $9{,}451 \cdot 10^{15}$ m = = 6,3275·10 UA, sau cu 0,307 parseci.

Distanțele cosmice determinate pînă în prezent sînt pînă la 10 miliarde de ani-lumină, adică distanțe străbătute de lumină într-un timp egal cu de două ori vîrsta sistemului nostru solar.

UNITATEA MATERIEI ÎN UNIVERS

Cele mai vechi dovezi referitoare la unitatea materiei din Univers le-au furnizat meteoriții, corpuri căzute din spațiul înconjurător extra-terestru pe suprafața Pămîntului. În structura petrografică și în compoziția chimică a meteoriților au fost identificate roci, minerale și elemente la fel cu cele din scoarța terestră.

În ultimele decenii, cu deosebire după 1957, cînd s-a inaugurat pătrunderea în Cosmos cu mijloace noi de investigare, de la sol, din avion și mai ales din spațiul cosmic (sateliți, rachete, laboratoare spațiale, laboratoare și roboți plasați pe Lună și pe planetele apropiate, cercetări directe făcute de om, pe Lună și în Cosmos) au putut fi culese informații care au îmbogățit atît cunoștințele, cît și munca de cercetare prin noi și valoroase ipoteze de lucru.

Materia din Univers este foarte rarefiată, fiind mai concentrată în corpurile cosmice care alcătuiesc nebuloasele. Elementele cele mai răspîndite în Univers sînt hidrogenul și heliul; restul elementelor din tabelul periodic reprezintă doar un procent foarte scăzut din materia cosmică. Nu au fost identificate alte elemente în afara celor cunoscute pe Pămînt.

Prezența hidrogenului în Univers este estimată în procente variabile (66—93%), reprezentînd și procentul maxim al masei cosmice. Hidrogenul atomic se află la granița dintre

Scanned with OKEN Scanner

particulele elementare și materia organizată în nivelele cunoscute de pe Pămînt.

Al doilea element al materiei din Univers — heliul — este estimat la fel, în procente variabile (3—33%). Dar trebuie reținut că majoritatea covîrșitoare a materiei în Univers este în stare de plasmă, adică sub formă de ioni și de particule elementare (protoni, neutroni, electroni) deci la un nivel subatomic.

Cunoscînd prezența materiei de pe Terra, prin observație, analize și experimentări, ne vine greu să admitem, la primul enunț, că starea fizică solidă și lichidă sau cea gazoasă, la gradul lor de stabilitate cunoscut, ar fi stări de excepție, stări foarte rar întîlnite în Univers. Și, totuși, acesta este adevărul. Pămîntul și alte corpuri cu o structură și compoziție probabil asemănătoare, dar cu mică participare la totalul materiei din Univers, apar deocamdată ca singurele în care materia îmbracă forme de la starea plasmatică la cea atomică, moleculară și de compuși anorganici, de compuși organici macromoleculari și de compuși organici integrați în țesuturile organismelor și în formele așa de variate și complexe ale mișcării biologice.

CORPURI COSMICE

Cercetări recente au stabilit prezența a numeroase nebuloase, situate într-un spațiu al Universului cu dimensiunea de aproximativ 10 miliarde de ani-lumină, numit *Metagalaxie*. În trecut, spațiul cunoscut al Metagalaxiei a fost mai mic. În prezent acesta s-a extins, iar în viitor va crește și va fi cercetat și cunoscut în măsura îmbunătățirii mijloacelor de investigație cosmică, fiind posibilă descoperirea altor metagalaxii, la distanțe enorme.

Cea mai mare parte a spațiului cosmic este ocupată de un material foarte rarefiat, în care apare și materia mai densă a *nebuloaselor*, cu forme și mărimi variabile, acestea fiind sediul unor intense transformări material-energetice. Cele mai multe nebuloase sînt luminoase, fiind alcătuite din grupe sau roiuri de galaxii. Alte nebuloase sînt obscure, difuze, mai omogene și au o mare viteză de deplasare.

Referitor la originea galaxiilor, unii oameni de știință admit că în urmă cu 18—20 miliarde de ani materia din Univers a fost alcătuită din particule și antiparticule compri-

Scanned with OKEN Scanner

mate într-un spațiu redus, supuse la o presiune enormă. Densitatea și temperatura materiei din acel spațiu inițial au avut valori foarte ridicate care se menținеau într-un echilibru cu cîmpul lor propriu de radiație. În condițiile de presiune, temperatură și cîmp fizic propriu, unii cercetători admit că în acel spațiu s-au desfășurat intense procese fizice, urmate de o uriașă explozie (*„Big-Bang“*), moment în care a început expansiunea și restructurarea Universului. „Modelul“ sau modelele „Big-Bang“ „se bazează pe expansiunea observată din deplasarea spre roșu, pe radiația centimetrică izotropă remanentă de 3K, care se observă acum, pe proporția heliului și deuteriului în univers, pe vîrsta celor mai bătrîne corpuri cerești“... (C. Popovici și colab. 1977).

Nu avem dovezi că procesele fizice și fizico-chimice de expansiune a Universului s-au produs în acest fel. Raportat însă la legile fizice și fizico-chimice ale evoluției masei și energiei din Univers, cunoscute prin actualele cuceriri științifice, deocamdată nu sînt alte posibilități de interpretare. Golurile existente în știință, sub acest aspect, în prezent, vor fi din ce în ce mai reduse, în viitor, știind că ceea ce nu cunoaștem astăzi va fi cunoscut în viitor.

Se admite că după explozia care a marcat expansiunea Universului, în primele sute de mii de ani, pe lîngă electroni și nuclee atomice ar fi existat și o radiație electromagnetică de tip fotonic (de natură luminoasă) cu aceeași temperatură ca a particulelor elementare. Gazul fotonic s-a menținut și după constituirea galaxiilor, fiind uniform distribuit în prezent, ca o radiație slabă, „lumina cea dintîi“, o „relicvă astronomică“. În primul milion de ani, mediul galactic, turbulent din cauza gazului fotonic, încă nu trecuse la faza de separare și de constituire a galaxiilor.

Deocamdată se cunosc doar aglomerările și, parțial, corpurile cosmice ale Metagalaxiei, ca: nebuloase de gaze și de pulberi, nebuloase de roiuri de stele, cu sau fără sisteme planetare, și radiogalaxii.

G a l a x i i. Numărul galaxiilor în Metagalaxie este de aproximativ 150 de miliarde. Estimarea numărului de galaxii din Metagalaxie s-a făcut după anumite criterii: în fiecare cub al spațiului cosmic cu latura de 20 000 000 ani-lumină ar exista 100 de galaxii; pe o suprafață de cer de mărimea Lunii pot fi observate pînă la 400 de galaxii. Totuși, în spațiul intergalactic au fost identificate spații care depășesc mult dimensiunile arătate mai sus și care sînt lipsite de galaxii.

Scanned with OKEN Scanner

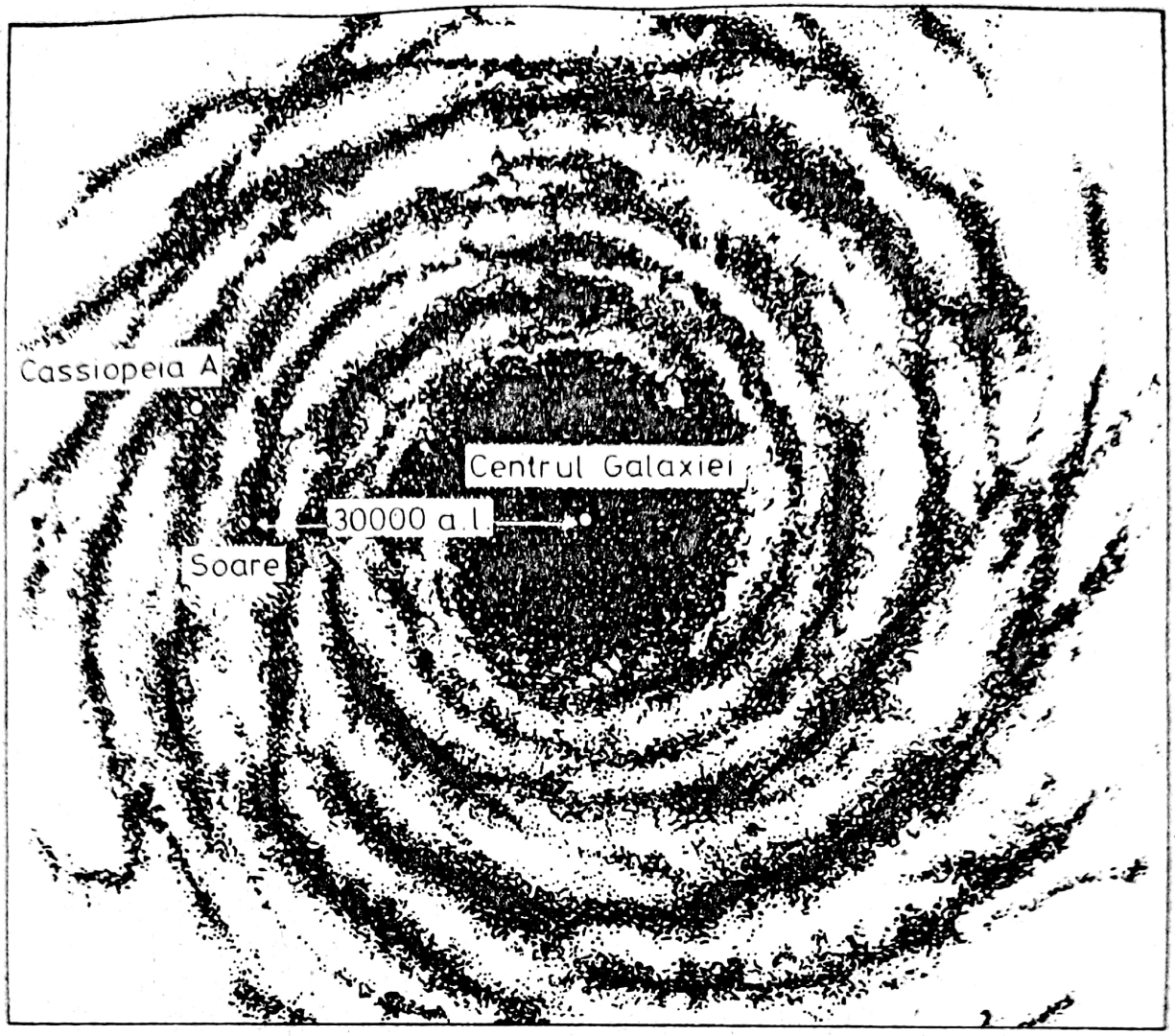


Fig. 1. Schema structurii galaxiei Calea Lactee şi poziţia sistemului nostru solar (Soare).

Oamenii de ştiinţă au făcut o catalogare şi o sistematizare a galaxiilor după locul unde se găsesc şi după apropierea dintre ele. În Metagalaxie există 17 superîngrămădiri care cuprind 2 700 roiuri galactice *(Abell*, 1958). În cadrul roiurilor galactice sînt mai multe grupuri locale de galaxii. Calea Lactee face parte dintr-un grup local, împreună cu alte 20 de galaxii, ca: Marele şi Micul Nor a lui Magellan, galaxia Andromeda, Spirala M 33 din Constelaţia Triunghiului ş.a.

Galaxia Calea Lactee are forma unei lentile cu diametrul de 100 000 de ani-lumină şi cu o grosime la centru de 10 000 ani-lumină (fig. 1). În centrul galaxiei este nucleul, mai dens, cu un diametru de aproximativ 50 de ani-lumină. În nucleul galaxiei noastre sînt circa 30 000 de stele, în fiecare cub cu latura de un an-lumină fiind o densitate stelară de circa un milion de ori mai mare decît în regiunea învecinată cu sistemul nostru solar. În jurul nucleu-

Scanned with OKEN Scanner

lui urmează un spațiu lipsit de corpuri cosmice, cu o grosime de aproximativ 8 000 de ani-lumină, învelit de un inel cu grosimea de 300 de ani-lumină, în care se găsesc numeroase stele. Centrul și inelul constituie discul galaxiei. Acesta conține zeci de miliarde de stele. La exteriorul inelului se întinde un alt spațiu lipsit de corpuri cosmice, în grosime de 1 600 de ani-lumină. Într-un spațiu mai spre exterior, de 20 000 de ani-lumină, sînt răspîndiți nori de hidrogen, după care urmează nori de praf cosmic.

Din regiunea periferică a discului galactic se desprind cele patru brațe ale galaxiei, care se desfășoară, fiecare, sub forma unei spirale uriașe. Aceste brațe sînt generatoare de stele chiar și astăzi.

Galaxia este antrenată într-o permanentă mișcare de rotație în jurul axei proprii. Rotirea, însă, nu se face sub forma unui bloc unitar, viteza de rotație fiind mai mică spre periferie. Sistemul nostru solar este situat în brațul Orion, la distanța de circa 33 000 de ani-lumină de la centrul (axa) galaxiei. Un ciclu complet de mișcare a sistemului nostru solar, față de centrul galaxiei, se face în timp de aproximativ 200 de milioane de ani, timp numit *an galactic*.

Galaxia este antrenată și într-o deplasare continuă, cu o viteză de 250 km/s, descriind o mișcare în spirală. Față de Calea Lactee, galaxiile „Norii lui Magellan“ execută mișcări de îndepărtare.

În mișcarea de rotație a galaxiei se dezvoltă o forță centrifugă care duce la expulzarea unor cantități enorme de gaze ce se răspîndesc în discul galactic și printre brațele înstelate ale galaxiei, participînd la formarea noilor stele.

Numărul total al stelelor din galaxia Calea Lactee este de peste 150 miliarde. În centrul galaxiei sînt stele bătrîne. Peste 84% din stelele galaxiei sînt tinere și strălucitoare. Cea mai apropiată stea de sistemul nostru solar este *Proxima Centauri*, la distanța de 4,3 ani-lumină. Steaua *Barnard*, la 5,98 ani-lumină, descoperită în 1916, are două planete (B_1 și B_2), descoperite pînă în prezent. Planeta B_1 este mai mare decît Pămîntul de 250 de ori, iar planeta B_2 este mai mare de 350 de ori. Stelele *Wolf 359* și *L 726-8* se află la 7 și 8 ani-lumină. La distanța de 8,19 ani-lumină se află steaua *Laland 21 185*, însoțită de un corp planetoid cu masa de 30 de ori mai mare decît Jupiter. Cea mai strălucitoare stea de pe cerul boreal, *Sirius A*, se află la 8,69 ani-lumină.

Scanned with OKEN Scanner

Constelația *Pleiadele* (Găinușa) este la distanța de 225 ani-lumină.

Galaxiile își continuă drumul lor în expansiunea Universului cu viteze care, uneori, se apropie de viteza luminii. Astronomul *E. Hubble* (1929) a stabilit relația vitezei de mișcare a galaxiilor, sub forma

$$v = H \cdot r$$

în care v este viteza de mișcare, H este o constantă (constanta Hubble) iar r este distanța de la observator la galaxia respectivă.

Evoluția unei stele. Stelele s-au format dintr-un nor de materie difuză, prin concentrarea materiei cosmice sub influența gravitației proprii. În centrul unui nor cosmic apare o concentrare de material protostelar, care atrage, în continuare, o mare cantitate de materie (masă și energie). În acest fel, apare o *proto-stea*, alcătuită din hidrogen (90%), heliu (9%) și alte elemente (1%). Contracția gravitațională se continuă pînă cînd presiunea interioară a protostelei ajunge la un echilibru cu valoarea contracției. Echilibrarea celor două forțe antagoniste poate dura mai multe mii de ani. În alte milioane de ani, datorită unei contracții lente, presiunea și temperatura din interiorul stelei în formare ajung la valori-limită la care încep procesele termonucleare. În acest moment se ajunge la *structura de stea*. Concentrarea de materie interstelară va evolua la forma de stea numai cînd ea reprezintă o masă egală cu minimum 84% din masa Soarelui nostru, putîndu-se atinge concentrări pînă la de 100 ori masa unei astfel de stele. Durata de existență a unei stele este de miliarde de ani, timp în care steaua este un „reactor nuclear natural", în care hidrogenul este transformat în heliu. Primul lanț de reacții, deci prima treaptă de reacție nucleară, este convertirea a 4 atomi de hidrogen într-un atom de heliu (prin reacțiile: proton-neutron, deuteriu, heliu-3 și heliu-4), procese în care se produce și o pierdere de masă echivalentă de 20—25 *MeV* pentru fiecare nucleu de heliu. Rezultă că pentru fiecare gram de hidrogen, în fuziunea la heliu, se eliberează circa 130 miliarde de calorii (115—145 miliarde). Reamintim că 1 MeV este egal cu 1 000 000 eV, electronvoltul fiind unitatea de energie pe care o primește un electron cînd străbate o diferență de potențial de 1 V. Temperatura în interiorul unei astfel de stele tinere ajunge la valori de 10—20 de milioane de grade.

Scanned with OKEN Scanner

Cu timpul, rezerva de hidrogen a stelei scade şi steaua intră din nou în contracţie, proces care afectează îndeosebi centrul ei. Urmarea este o creştere considerabilă a temperaturii, la valori de 50—200 milioane de grade. Efectul acestor temperaturi este extinderea zonei de suprafaţă a stelei, deci creşterea în dimensiune. Steaua devine gigantă şi are culoarea roşie. Contracţia nucleului stelei şi creşterea temperaturii declanşează o nouă suită de fuziune nucleară, combustibilul fiind, de data aceasta, heliul. Din unirea a trei nuclee de heliu rezultă un nucleu de carbon, reacţie în care se eliberează 7,6 MeV. Procesul termonuclear continuă cu transformarea carbonului în oxigen (carbon + heliu), iar a oxigenului în neon (oxigen + heliu).

În această fază, creşterea gravitaţiei menţine gazul electronic la mari presiuni în interiorul stelei, pe care îl împinge în interiorul nucleelor. Protonii se transformă în neutroni care, la rîndul lor, pot provoca reacţii de sintetizare a unor elemente grele, steaua suferind o nouă contracţie *(colaps gravitaţional)*. Se ajunge la stadiul de *stea pitică* (densitatea urcînd la 1 000 000 g/cm^3), avînd nuclee stabile de Pb 208. Neutronii, dacă steaua a putut fi alimentată cu materie protostelară, sintetizează în continuare elemente grele, pînă la Uraniu-238, element a cărui perioadă de înjumătăţire depăşeşte 4 miliarde de ani. Nucleele grele înmagazinează şi energii considerabile şi trec la faza de dezagregare radioactivă, de emitere a radiaţiilor *alfa* (nuclee de heliu). Fiecare particulă alfa emisă este însoţită de eliberarea unei energii de 4—8 MeV. În stea, în acelaşi timp, se produce şi o radioactivitate *beta*, în care un neutron se transformă în proton, cu eliberarea unui electron.

Cînd sursa de neutroni alimentează steaua într-un ritm accelerat, transformarea neutronilor devine şi ea accelerată. Apar elementele transuranice, printre care californiu-254, cu care se încheie această serie de elemente. Nucleul de californiu-254 fiind foarte instabil, apare procesul de fisiune spontană, cu eliberarea unei energii de 200 MeV, ceea ce duce la o explozie catastrofală a stelei. Este fenomenul de *supernovă*, comparabil cu explozia unei bombe atomice, cu dezvoltarea unei temperaturi de miliarde de grade. Energia stelară este eliberată acum prin *neutrini*. Din steaua care şi-a expulzat substanţa în spaţiul cosmic rămîne un mic şi dens nucleu neutronic. În această fază se formează o *stea neutronică*, de tipul pulsariilor, prevăzuţi din 1934, iden-

Scanned with OKEN Scanner

tificați în 1967 de către studenta *Jocelyne Bell* în cadrul activității de cercetare universitare, Marea Britanie.

Materia din care sînt alcătuite stelele neutronice este foarte densă. În această fază de evoluție a stelelor, o stea cu masa cît a Soarelui nostru ar avea un diametru de aproximativ 20 km. În acest stadiu apar și variantele de stea „pitică albă", cu diametrul de cîteva zeci de kilometri, cu o mișcare de rotație extrem de rapidă (cîteva rotații pe secundă).

În evoluția lor, stelele ating o densitate și mai mare, în care caz gravitatea lor enormă împiedică orice flux de fotoni spre exterior, făcîndu-le invizibile. Un astfel de corp cosmic a primit denumirea de *„gaură (cavitate) neagră"* („black-hole") și are cea mai mare densitate. Oamenii de știință nu exclud posibilitatea continuării contracției materiei stelare, ipoteză după care „gaura neagră" s-ar reduce la o particulă care ar fi denumită *„particula Z"*, cu un cîmp gravitațional extrem de ridicat. În stadiul anterior al „găurilor negre", cîmpul gravitațional este calculat la sute de miliarde de g (g = accelerația gravitației, în cîmpul gravific terestru = = 981 cm/sec^2).

Pulsarii, așa cum s-a menționat mai înainte, sînt stele hiperdense, cu conținut de neutroni magnetici. Emit unde optice, unde radio (radiounde) și radiații X. Au o temperatură de strălucire de 10^{24} grade (*Hong Yee Chiu*, 1971). Emisia de radiații se face numai de anumite părți ale suprafeței lor și cu un flux de cel puțin 10^{17} ergi/s·cm^2. Emisia de unde radio a pulsarilor este foarte regulată și cu o perioadă de 1/30 dintr-o secundă pînă la cîteva secunde. Datorită gravității lor imense, pulsarii reține lumina și atrag pulberi cosmice. Identificarea („observarea") lor se face prin prospectarea emisiei intense de radiații X, care îi caracterizează.

Găurile negre pot capta diferite corpuri cosmice (asteroizi, sateliți naturali, planete) sau pot smulge părți din acestea. În jurul „găurilor negre" se pot concentra roiuri de stele, iar interacțiunea cu o stea obișnuită poate duce la formarea unei stele duble (sistem binar). Mai pot capta gaze sau pulberi cosmice, care pot emite raze X și raze gamma. Cercetarea acestor corpuri a început sistematic în 1972, cu ajutorul satelitului Uhuru (SAS-1). S-a descoperit o cavitate neagră care a fost denumită Cygnus X-1, sursă compactă de raze X, situată la circa 2 000 parseci depărtare de Soare.

Quasarii au fost descoperiți în 1963. Se presupune că au dimensiuni foarte mici. Quasarii sînt puternice surse

Scanned with OKEN Scanner

cosmice de radiounde. Au fost identificaţi peste 300 quasari. Cel mai important emiţător este quasarul 3 C 273-B, situat la o distanţă de 1,5 miliarde de ani-lumină de la sistemul nostru planetar; emite de 100 de ori mai multă lumină vizibilă decît întreaga noastră galaxie.

În 1976, astrofizicienii de la San Diego (California) au identificat quasarul OK 172, situat la o distanţă de 10 miliarde de ani-lumină faţă de noi.

Ultimele tipuri de stele evoluate, cum şi radio-galaxiile, emit radiounde de mii de ori mai intens decît galaxiile obişnuite. Menţionăm galaxia 3 C 123, situată în apropierea Pleiadelor, descoperită de *Hyron Spinard* (Berkeley-California) care este de 5—10 ori mai mare decît Calea Lactee şi emite cele mai puternice semnale radio.

SPAŢIUL INTERGALACTIC ŞI INTERSTELAR

Spaţiul intergalactic şi interstelar este ocupat de *plasmă*, o materie alcătuită din particule electrizate (electroni, protoni, ioni) în amestec cu particule neutre (atomi, molecule şi praf cosmic), concentrată de regulă în nori cosmici cu diametrul cuprins între 5—10 parseci. La o densitate mult redusă, plasma ocupă întregul spaţiu cosmic. Materia concentrată în norii cosmici este într-un echilibru termodinamic local, la un nivel propriu de temperatură şi adesea caracterizată şi printr-un cîmp magnetic: uneori este strălucitoare, alteori obscură, caracterizată prin radiaţie electromagnetică sau corpusculară.

Norii cosmici de materie interstelară în Calea Lactee apar mai ales în lungul braţelor galaxiei. Material de tip interstelar se află şi între planete, în ionosfera planetară, în coroana şi cromosfera stelară, în nebuloasele planetare, şi în constituţia quasarilor.

Prin analize spectrale, efectuate asupra materiei interstelare, *J. Hartmann* (1904) a observat liniile spectrale ale calciului, carbonului şi sodiului neutru. Hidrogenul şi heliul au fost decelaţi tot ca atomi neutri.

Norii interstelari cu densitate mică conţin şi molecule biatomice, din care a fost identificat prima dată oxidrilul (OH). Începînd cu anul 1968, s-a îmbogăţit catalogul de substanţe identificate în materia interstelară. În norii cu densitate mică au fost puse în evidenţă molecule de: CH, CO, CN,

Scanned with OKEN Scanner

H_2O, NH_3. În norii cu densitate ridicată, pe lîngă substanţele precedente, au fost identificate cîteva zeci de substanţe organice (circa 35), între care: acidul cianhidric (HCN), formaldehida (H_2CO), alcoolul metilic (CH_3OH), acidul formic (HCOOH), formamida (NH_2COOH), metilacetilena (CH_3C_2H), metilamina (CH_3NH_2) ş.a. (*Ph. M. Solomon*, 1973). Unele dintre substanţele organice identificate sînt susceptibile de reacţii care ar putea duce la formarea aminoacizilor, compuşi de bază ai proteinelor. Între molecule de tip neorganic a fost identificat oxidul de sulf (SO), gruparea CS şi chiar silicaţi simpli (în structura prafului cosmic). Substanţele menţionate au fost decelate spectroscopic în galaxie şi în direcţia unor nebuloase extragalactice şi a unor radiosurse.

Se presupune că unele concentraţii mai ridicate de materie interstelară ar putea constitui schiţe sau începuturi de formare a protostelelor.

În afara formelor materiei menţionate mai sus, spaţiul intragalactic şi spaţiul intergalactic este străbătut de o *radiaţie electromagnetică de fond* a Universului, care a fost detectată în aproape întreg spectrul electromagnetic. În radiaţia electromagnetică de fond prezintă importanţă, în domeniul microundelor, *radiaţia cosmică remanentă*.

SISTEME PLANETARE

În galaxia Calea Lactee, ca şi în alte galaxii, din multele miliarde de stele, unele sînt singuratice, altele sînt însoţite de una sau mai multe planete, aşa cum este sistemul nostru solar din care face parte Pămîntul. În prezent, se cunosc circa 16—20 de stele în jurul cărora gravitează una sau mai multe planete. Dată fiind masa mai mică a planetelor şi lipsa lor de strălucire proprie, ele nu se pot vedea. Prezenţa lor, însă, se poate calcula, folosind în calcul momentul cantităţii lor de mişcare. Stelele cu sistem planetar au acest moment foarte mic, în comparaţie cu al stelelor singuratice.

Cele mai multe date referitoare la sistemele planetare le avem din cunoştinţele culese prin observaţii de la sol, cu telescoapele de pe sateliţi artificiali cu cele plasate direct pe unele planete din vecinătatea Pămîntului. Astfel de investigaţii sînt de dată foarte recentă, cu desfăşurarea în prezent şi în viitorul apropiat.

Scanned with OKEN Scanner

Planetogeneză. Originea, modul de formare şi evoluţia corpurilor din Univers a preocupat gîndirea omenească din cele mai vechi timpuri pînă în prezent. La început, acest subiect a constituit o preocupare pentru teologi, apoi pentru filozofi şi metafizicieni şi în cele din urmă pentru oamenii de ştiinţă din toate timpurile.

Cosmogonia, ramură a astronomiei, a început cu încercarea de a explica formarea sistemului nostru solar, extinzîndu-se apoi la geneza sistemelor de stele, a galaxiilor şi Metagalaxiei. Sistemul nostru solar a fost, parţial, cunoscut din antichitate, admiţîndu-se, în general, că Pămîntul este corpul central al sistemului, în jurul căruia gravitează şi se mişcă Soarele şi celelalte planete. Poziţia Pămîntului era considerată fixă, în nemişcare. Descătuşarea ştiinţei de sub tutela şi controlul concepţiilor geocentrice, mistice, s-a produs în mod treptat. Unii gînditori, încă din antichitate, ca *Aristarh din Samos* (310—230 î.e.n.) şi *Seleucos din Seleucia* (sec. II î.e.n.) au opus *geocentrismului* ipoteza *heliocentrismului*, prin care se susţine că Soarele este corpul central al sistemului nostru solar şi că, în jurul lui, pe orbite proprii, planetele descriu căi proprii de mişcare „anuală".

Dezvoltarea tuturor ştiinţelor în timpul Renaşterii, dar mai ales după aceea (secolele XV—XVII) a favorizat formularea unor ipoteze îndrăzneţe pentru condiţiile social-culturale din acel timp, ipoteze pe care le-au susţinut unii cu mult curaj, alţii cu prudenţă. Numele lui *Nicolaus Copernic* (Mikołaj Kopernik, 1473—1543) marchează începutul, urmat de *Giordano Bruno* (1548—1600), *Tycho Brahe* (1546—1601), *Johannes Kepler* (1571—1630), *Galileo Galilei* (1564—1642) ş.a.

În secolul următor apar primele consideraţii referitoare la cosmogonie, dedusă pe cale raţională, de filozoful german *Immanuel Kant* (1724—1804) şi pe considerente ştiinţific posibile, fundamentată de matematicianul şi fizicianul francez *Pierre Simon Laplace* (1749—1827).

Kant, în eseul *„Istoria universală a naturii şi teoria cerului"* (1755), a elaborat *teoria meteoritică* a formării sistemului nostru solar. *Kant* susţine că atît Soarele cît şi planetele s-au format prin procese de concentrare a materiei meteoritice dintr-un nor cosmic. Concentrarea a dus la formarea unor corpuri ceva mai dense, care au primit şi un cîmp gravitaţional. Atît masa acelor corpuri cît şi cîmpul lor gravitaţional au crescut prin captare de noi particule (meteori).

Scanned with OKEN Scanner

Fig. 2. Formarea sistemului nostru planetar (după P. S. Laplace).

Materia acestor corpuri a primit și o mișcare de rotație care a dus la turtirea lor. Individualizarea corpurilor Sistemului solar s-a realizat prin captarea de noi particule, care aveau același sens de mișcare.

Pierre Simon Laplace a elaborat, în 1796, *teoria nebulară* pentru a da o explicație formării corpurilor cosmice. După această teorie, o masă gazoasă (cosmică) antrenată într-o mișcare de rotație s-a turtit în urma creșterii vitezei de rotație. Forța centrifugă dezvoltată a produs desprinderea unor inele succesive din brîul ecuatorial al nebuloasei din care s-au format planetele (fig. 2).

Cele două teorii — meteorică și nebulară — au întîmpinat critici, nici una dintre ele neputînd satisface prezentarea unui mecanism cosmologic care să fie acceptat. Părea mai acceptabilă îmbinarea celor două teorii, în teoria *Kant-Laplace* care a stăpînit gîndirea cosmologilor timp de peste un secol.

În 1919. *J.H. Jeans* (1877—1946) a emis *teoria catastrofică*, după care planetele s-au format dintr-o imensă protuberanță solară, datorită atracției altei stele care a trecut pe o traiectorie aproape de cea a Soarelui. Pe la mijlocul secolului nostru au mai fost emise alte teorii, ca: teoria de turbulență *(C.F. Weiszäcker*, 1944); teoria nebulară *(Fesenkov)*; teoria captării de către Soare a unui nor protoplanetar *(O.I. Schmidt*, 1944*)*. În ultimele decenii, cercetarea, studierea și concluziile la procesele de formare a nebuloaselor, galaxiilor, stelelor și planetelor au fost fundamentate pe documentate studii de astrofizică, astrochimie și pe rezultatele remarcabile ale fizicii moderne. Un sprijin deosebit de valoros l-au dat noile descoperiri ale fizicii atomice și ale energeticii nu-

Scanned with OKEN Scanner

cleare. Datele obținute în cunoașterea structurii materiei, prin studii și experiențe de laborator și în instalații industriale, au fost extrapolate în domeniul fizicii cosmice, în special al fizicii aștrilor (stelelor), activitate la care mai participă cercetările din spațiul extraterestru. În aceste condiții, ale științei actuale, se dezvoltă astrofizica și radioastronomia, domenii de referință în cosmogonie, ceea ce a dus la mai multă grijă în elaborarea teoriilor cosmogonice *(G. Kuiper, H.C. Urey, W.H. Mc Crea, H. Alfven* ș.a.).

Cercetători moderni au reactualizat și îmbunătățit prin completări legice teoria Kant-Laplace, după un secol și jumătate. În subcapitolul *Evoluția unei stele* (pag. 21) s-a afirmat că stelele se formează în cîmpul unui nor de gaz și de praf cosmic, materie ce se concentrează ca urmare a cîmpului gravitațional a protostelei în formare. Pe măsura concentrării materiei cosmice, acesteia i-a crescut densitatea și viteza de rotație, iar în centrul ei au început procese termonucleare și de radiație. Protosteaua s-a izolat de norul cosmic, din care totuși captează particule noi pe care le încorporează prin cele două regiuni polare, unde cîmpul gravitațional este mai intens.

Ca urmare a proceselor termonucleare, noua stea, antrenată în mișcare de rotație, expulzează în spațiul cosmic apropiat cantități mari de materie solară, care va evolua în cîmpul gravitațional al stelei respective, această materie solară devenind un material de aglomerare protoplanetară. În primul stadiu de evoluție a stelei, aceasta fiind formată din particule elementare, din nuclee și atomi, din brîul ei ecuatorial se va desprinde o mare cantitate de hidrogen care se va răspîndi în spațiul cosmic. Într-un stadiu mai avansat de evoluție al stelei, aceasta va elibera hidrogen în amestec cu alte elemente, din ciocnirea și asocierea lor putînd lua naștere molecule și compuși moleculari sub forma de praf. Materialul expulzat este menținut în cîmpul gravitațional al astrului și obligat să execute o mișcare de rotație și una de revoluție, în jurul acestuia. Prin evoluția și diferențierea materiei proprii, protoplaneta devine o planetă care, la rîndul ei, prin același mecanism, va expulza materialul necesar formării sateliților. Atît steaua, cît și planetele în formare captează în continuu materialul cosmic din raza lor de acțiune gravifică și de la distanțe din ce în ce mai mari, prin aceasta formîndu-și învelișul gazos. De menționat că individualizarea pla-

Scanned with OKEN Scanner

netelor depărtate de stea se face la temperaturi scăzute, într-un regim rece, în timp ce planetele mai apropiate de discul solar evoluează într-un regim fierbinte și cu o evoluție lentă spre regimul lor propriu, după ce au eliberat materialul necesar formării sateliților.

În evoluția materiei în Univers apar stadiile de concentrare a materiei cosmice în: nebuloase — galaxii — stele—planete — sateliți naturali, stadii care pot fi explicate parțial prin mecanismele arătate anterior, dar care încă nu au putut fi toate lămurite mulțumitor. Nu sînt acceptate întrutotul unele modele cosmologice. Nu este lămurită expansiunea galaxiei și nici caracterul euclidian sau neeuclidian al Universului. Nu este cunoscută suficient densitatea materiei în Univers, nici proporția de elemente ușoare (hidrogen, deuteriu, heliu), nici formarea elementelor în natură, la fel vîrsta stelelor ș.a. Este greu, adesea, să cunoaștem bine unele aspecte ale materiei care ne cade sub simțuri, în spațiul nostru nemijlocit. Cu atît mai greu este studiul unor corpuri care se află la distanțe de miliarde de ani-lumină depărtare de planeta noastră. În măsura îmbunătățirii mijloacelor de investigare se va ajunge la lămurirea unor probleme care astăzi sînt doar de domeniul presupunerii, însă și în acest stadiu ele sînt fundamentate pe argumente de probitate. Se estimează un termen de încă un secol pînă la elucidarea aspectelor majore ale Universului și a mecanismelor intime din viața stelelor și a planetelor. Și aceasta o va face omul de pe Terra, de pe acest minuscul corp cosmic, un punct neînsemnat în imensitatea necunoscută a Universului, planetă care a produs minunea vieții și pe cercetătorii cosmosului, cu exemplarele de creier omenesc antrenate în dezlegarea acestor uriașe structuri și procese fără capăt.

SISTEMUL NOSTRU SOLAR

Originea comună a corpurilor din sistemul nostru solar este dedusă din cîteva caracteristici, aceleași atît la Soare cît și la planete. Toate planetele se găsesc în interiorul cîmpului gravitațional al Soarelui, în jurul căruia execută o mișcare de revoluție, fiecare planetă pe o orbită proprie, dar toate aproximativ în același plan care trece prin centrul Soarelui. Atît Soarele, cît și planetele, execută și o mișcare

Scanned with OKEN Scanner

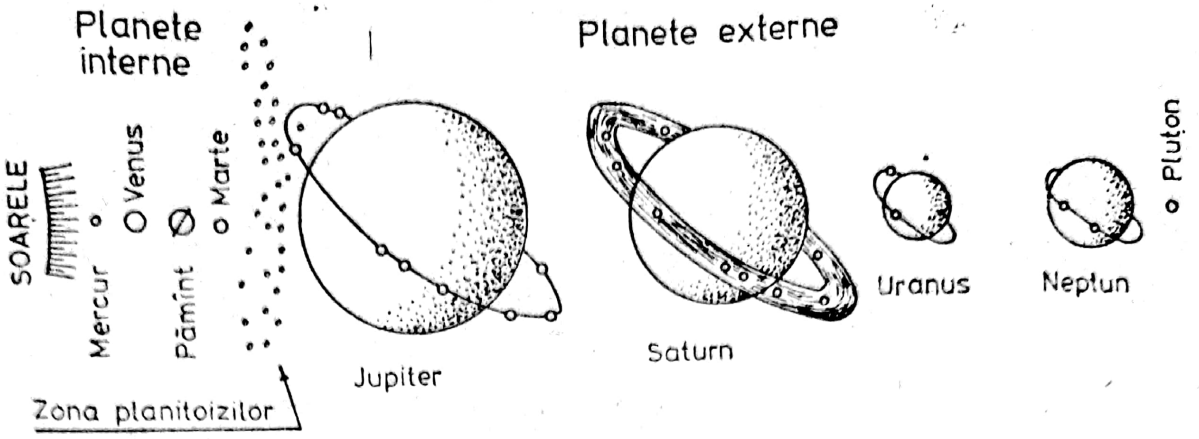


Fig. 3. Sistemul solar.

de rotație, în jurul propriilor axe. Între sistemul solar și sistemele de sateliți ai planetelor există o asemănare în ce privește poziția și mișcarea: cu puține excepții, toate planetele și sateliții lor se mișcă în același sens. Distanța planetelor față de Soare satisface legea *Titius-Bode*, fiecare planetă fiind plasată, față de Soare, la o distanță care este aproximativ media distanțelor celor două planete care o încadrează. Planetele mai apropiate de Soare (Mercur, Venus, Pămîntul și Marte) au volume mici, și densități mari; planetele exterioare, începînd cu Jupiter și terminînd cu Pluton, au volume mari (excepție Pluton) și densități scăzute. Planetele din prima categorie au rotații mai încete și puțini sateliți, cele din categoria a doua (de la Jupiter la Pluton) au rotații mai rapide și mai mulți sateliți. Planetele au cîmpuri fizice proprii, influențate de cîmpul sau potențialul fizic solar. Elementele cele mai răspîndite în Soare, planete și în gazul interplanetar sînt hidrogenul și deuteriul. Pe baza unor determinări geocronologice recente a fost stabilită vîrsta absolută, aproximativ aceeași pentru planetele, sateliții și meteoriții din a căror compoziție s-a putut recolta material pentru analize fizico-mineralogice, vîrstă de 4,5—5 miliarde de ani.

Corpul central al Sistemului solar este Soarele, în jurul căruia se rotesc planetele: Mercur, Venus, Pămîntul, Marte, Jupiter, Saturn, Uranus, Neptun și Pluton (fig. 3) Între Soare și Mercur a fost determinată existența planetei Vulcan, iar în spațiul transplutonian, planeta X. În legătură cu aceste două planete se susțin discuții care vor duce în cele din urmă la lămurirea problemei. În sistemul nostru solar există și grupul de asteroizi sau planetoizi în spațiul dintre Marte și Jupiter, apoi comete, meteori și meteoriți.

Scanned with OKEN Scanner

De remarcat este creşterea volumului planetelor, începînd de la Mercur pînă la Jupiter (excepţie Marte) şi descreşterea volumului de la Jupiter şi Saturn (planetele cele mai mari) pînă la Pluton.

S o a r e l e. Masa Soarelui este de 740 de ori mai mare decît a tuturor planetelor la un loc; de 330 000 de ori mai mare decît cea a Pămîntului. Volumul Soarelui este de $1{,}412 \cdot 10^{27}$ m^3, de $1{,}3012 \cdot 10^6$ de ori mai mare decît cel al Pămîntului (fig. 4). Diametrul Soarelui este de 1 392 700 km, de 109,1 ori mai mare decît diametrul Pămîntului. Densitatea medie a Soarelui este de 1,41 g/cm^3. Acceleraţia gravitaţiei,

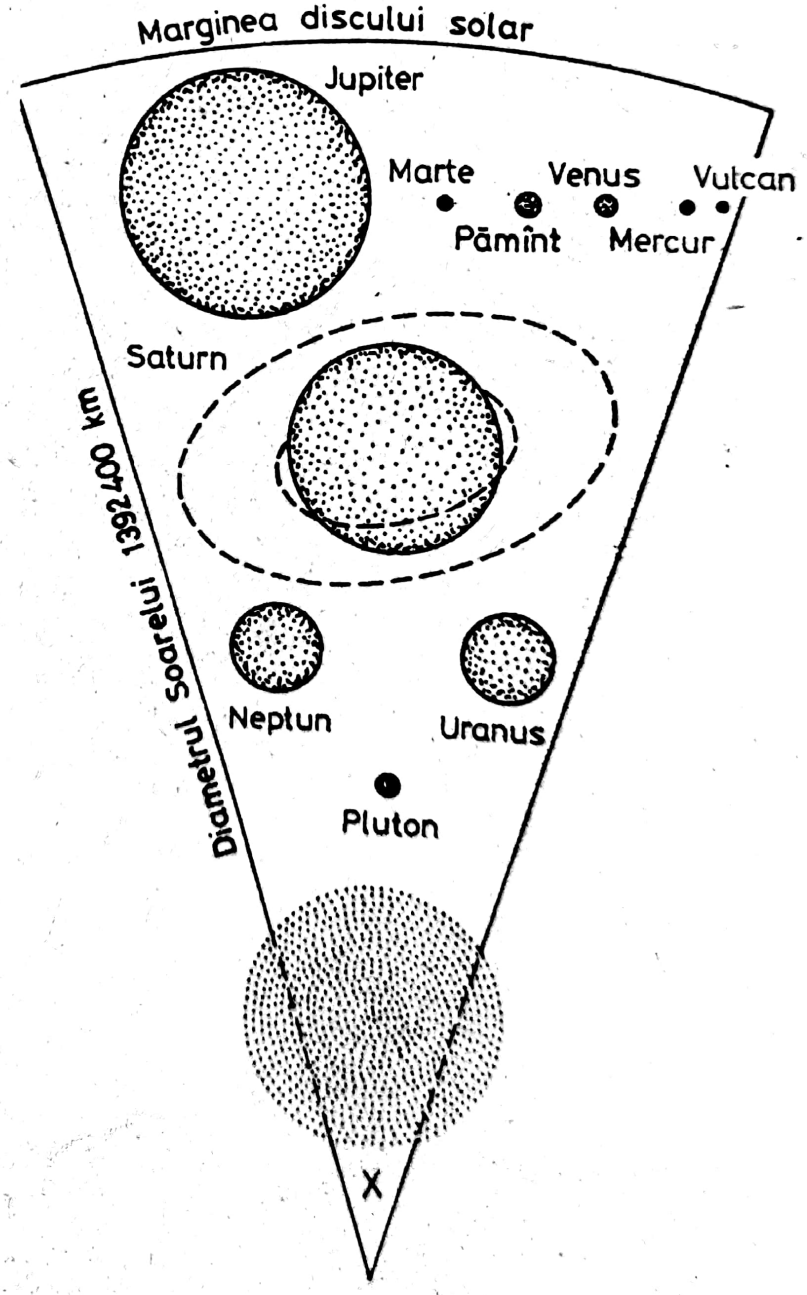


Fig. 4. Dimensiunile relative ale Soarelui şi planetelor din sistemul solar.

Scanned with OKEN Scanner

la suprafața astrului este de 27,9 ori mai mare decît accelerația gravitațională terestră, normală.

Soarele execută o mișcare de rotație, în jurul axei sale, în 27 zile terestre. Perioada de revoluție în galaxie (anul galactic) este de 250 milioane de ani (după alte date 200—220 milioane de ani) cu o viteză de deplasare de 250 km/s.

Prin analize spectrale a putut fi stabilită compoziția atmosferei solare în care elementul predominant este hidrogenul, urmat de heliu și de încă peste 60 de elemente cunoscute pe Pămînt. Hidrogenul, cantitativ, este de aproximativ de 1 000 de ori mai mult decît toate celelalte elemente la un loc. Comparînd greutatea specifică a hidrogenului prezent în atmosfera solară, cu densitatea medie a masei solare, se deduce că în interiorul Soarelui, spre centru, densitatea crește ajungînd la aproximativ 158 g/cm^3.

Presiunea în interiorul Soarelui este de circa 10^{11} atmosfere iar temperatura de $15{,}7 \cdot 10^6$ °K (grade Kelvin care încep de la zero absolut).

Din masa solară este mai bine cunoscută *atmosfera solară* care este compusă, dinspre centru spre periferie, din: *fotosferă*, *cromosferă* și *coroană*.

Fotosfera are o grosime de 320—400 km, cu o temperatură de 5 770°K. Prin fotosferă se face un transfer de energie, sub formă de radiație, transportată prin curenți de convecție. În zona fotosferei înalte se produc procese de granulație și de pulsație a fotosferei. Granulele sînt de mărimi variabile, între 200—1 800 km, cu o durată medie de 9—10 minute. Pulsația solară este un proces de oscilație, cu perioade de la 10 la 48 minute. Oscilațiile ating dimensiunea pînă la 10 km și sînt provocate de unde de contracție și de extensie care străbat masa solară *(Dr. H. Hill și colab.*, Arizona, 1975, 1976). Se speră că studiind aceste procese se vor putea clarifica unele aspecte de flux a unor particule elementare. Cercetători de la Cambridge (Anglia) consideră că pulsația solară poate fi atribuită unor energii uriașe care s-ar produce în interiorul Soarelui prin fuziunea nucleelor de metale grele.

Cromosfera se află la exteriorul fotosferei. Are grosimea de aproximativ 10 000 km și poate fi observată în timpul eclipselor totale de Soare.

Temperatura la baza și partea inferioară a cromosferei este de 4 000—4 500°K, ajungînd la mii, apoi la zeci de mii de grade sub coroana solară. Este alcătuită din două zone,

Scanned with OKEN Scanner

diferite ca structură și funcțiune. Zona sau partea inferioară are aspect de perie, din cauza unor jeturi strălucitoare, numite *spiculi*, cu diametrul de circa 600 km și înălțimea de 10 000—12 000 km, dispuși în lungul liniilor de cîmp al magnetismului solar. Jeturile au o durată de circa 5 minute; sînt formate dintr-un gaz rece și dens, cu temperatura de 10^4°K și densitatea electronică Ne = 10^{12} electroni/cm^3.

La partea superioară a cromosferei, mai subțire, în afara spiculelor, apar *filamentele*, formațiuni întunecate și *faculele*, formațiuni luminoase. Faculele apar mai ales în așa numite regiuni active ale cromosferei, în care se produc și *erupțiile solare*, cunoscute sub termenul de *protuberanțe*. Lungimea acestor protuberanțe poate fi de sute de mii de kilometri. În plasma protuberanțelor se află ioni de hidrogen, heliu, sodiu, calciu, magneziu, fier ș.a. Unele protuberanțe sînt calme și durează cîteva săptămîni, altele sînt active și durează cîteva ore. Protuberanțele sînt mai frecvente și mai intense în timpul cu valoarea maximă a ciclului activității solare, de 11 ani.

Coroana solară este pătura cea mai exterioară a atmosferei solare. Are trei componente: L, K și F. Componenta L, la contactul cu cromosfera, conține o plasmă cu un conținut variat în care apar și metale puternic ionizate, cu un spectru strălucitor de emisie, cu o energie de ionizare de $1{,}5 \cdot 10^6$ grade K. Următoarele două componente alcătuiesc coroana albă, în care componenta K cuprinde jeturi de electroni liberi, cu temperaturi pînă la $1{,}5 \cdot 10^6$ grade K, pe care forța de atracție solară nu-i mai poate echilibra și reține; se produce *vîntul solar*. Componenta F rezultă dintr-un proces de difuzie a luminii solare pe particulele de praf existent în spațiul interplanetar.

Cu ajutorul sateliților artificiali Skylab și al aparaturii de pe stații spațiale orbitale, au fost puse în evidență unele zone mai întunecate și mai reci în coroana solară, numite *găuri coronale*.

Activitatea solară se referă la totalitatea fenomenelor nestaționare (în derivă) de pe suprafața și din grosimea atmosferei solare, ca: pete, facule, erupții solare cromosferice, radiații corpusculare (protoni și electroni), izbucniri radio (unde centimetrice), radiații X și ultraviolete.

Petele solare au fost descoperite de *G. Galilei*, celelalte forme după 1850 pînă în prezent. *R. Wolf* a stabilit ciclitatea de 11 ani a petelor (uneori cu o diferență de ±3 ani).

Scanned with OKEN Scanner

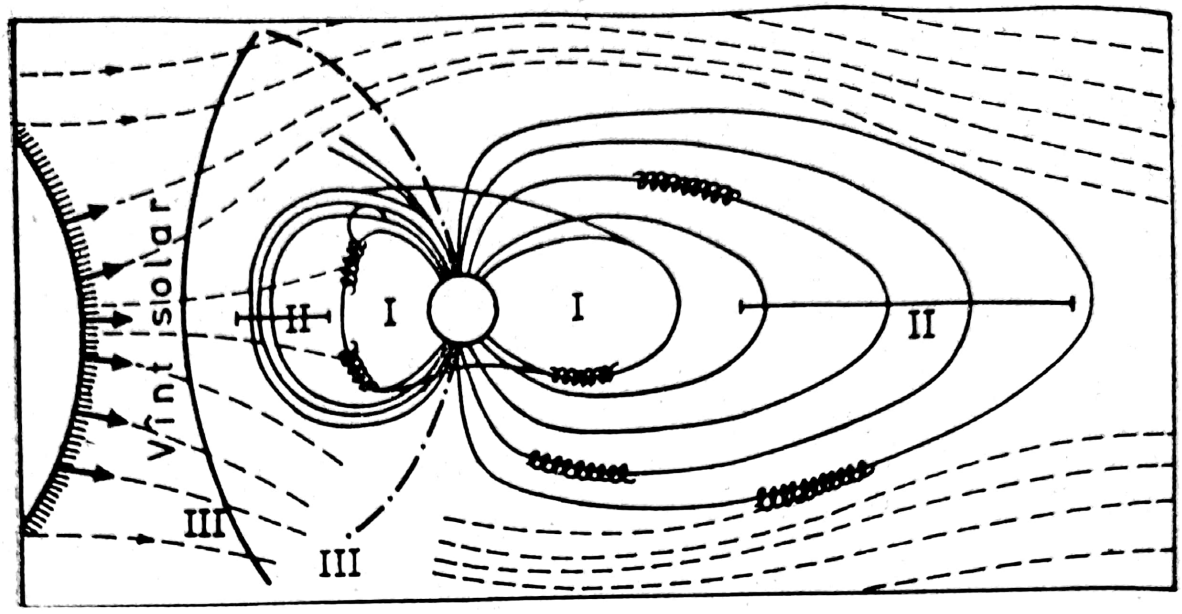


Fig. 5. Structura magnetosferei sub influența vîntului solar: I — centura de protoni; II *— centura de electroni;* III *— coridor pentru astronave.*

Au fost stabilite și alte cicluri ale activității solare, de 90 și de 400 de ani. Cel mai accentuat maxim solar în ultimii 200 de ani s-a produs în 1957.

Vîntul solar a fost prezis de *E. N. Parker* în 1958. A fost confirmat în anul 1962 prin investigațiile de la bordul stațiilor Mariner-2, Venus-1, Luna-2, Explorer-18. În afară de radiațiile corpusculare, vîntul solar conține și nuclee de heliu, ioni de oxigen, de carbon, sodiu, azot și fier. Datorită presiunii puternice din coroana solară, vîntul solar părăsește soarele cu viteze supersonice ajungînd la distanța de 30 raze solare (circa 21 milioane km) la viteza de 300 km/s, iar la distanța de 1 UA atinge viteza de peste 400 km/s. Vîntul solar exercită presiuni asupra liniilor de forță ale cîmpului magnetic terestru, dînd magnetosferei terestre forma din fig. 5. Unda de șoc se formează cînd axa cîmpului magnetic terestru este perpendiculară pe direcția vîntului solar. Forma undei de șoc este cea a unui paraboloid de rotație format în jurul unei drepte care unește centrul Soarelui cu centrul Pămîntului, avînd vîrful între Soare și Pămînt, la distanța de 15 raze terestre. Paraboloidul undei de șoc închide paraboloidul magnetosferei (la 10 raze terestre de suprafața Pămîntului). Unda de șoc a fost studiată și pe planetele Jupiter, Mercur și Venus. Luna nu are cîmp magnetic.

Constanta solară este cantitatea de energie primită de la Soare pe 1 cm^2 de suprafață normală pe direcția spre centrul

Scanned with OKEN Scanner

astrului, suprafață aflată la exteriorul atmosferei terestre. Originea energiei solare este în reacțiile termonucleare încete (fuziune nucleară) care se produc în masa solară. Valoarea ei corespunde la o temperatură de 5 807° K și la o luminozitate de $3{,}86 \cdot 10^{26}$ j/s/cm^2. Energia produsă de Soare într-o secundă este de $4 \cdot 10^{23}$ ergi și depășește energia a 400 de milioane de miliarde de centrale electrice de tip mijlociu. În fiecare secundă, în Soare, se transformă 714 milioane de tone hidrogen în heliu, producînd $3{,}8 \cdot 10^{20}$ MW; prin aceste procese se pierde din masa Soarelui o cantitate de 4,3 milioane t/s. Pe suprafața terestră ajunge numai a doua miliarda parte din energia emisă de Soare, suficientă totuși pentru a determina dinamica învelișurilor exterioare ale Pămîntului. Cu acest consum din propria masă, Soarele, într-o perioadă de $1{,}5 \cdot 10^{17}$ ani, nu pierde decît aproximativ 1%, ceea ce scoate în evidență durata imensă, în viitor, a activității solare.

Atracția gravitațională solară se exercită asupra tuturor planetelor și asteroizilor, care se mențin la distanțe precise și se rotesc în jurul Soarelui pe orbite de forma unor elipse cu excentricități mici (*T. Brahe*, 1609). Pozițiile planetelor față de astrul central sînt discutate în paginile următoare.

Atracția solară determină *procese mareice* în structura învelișurilor terestre. Mareele determinate de atracția solară sînt sub 50% ca intensitate din cele provocate de atracția Lunii.

Magnetismul solar. A fost determinat un magnetism local și unul general. Magnetismul local este legat de petele solare și a fost pus în evidență de *G.E. Halle* (1908). Magnetismul local are o intensitate variabilă, de la mii de amperi pe metru pînă la valori de $(2—3) \cdot 10^5$ A/m. Acest fel de magnetism este legat de petele solare, prezentînd un maxim în centrul petei, cu descreștere spre periferia acestora. Magnetismul solar local se modifică în cursul unui ciclu de 11 ani, polaritatea petelor frontale fiind pozitivă în emisfera solară nordică, iar a petelor secundare este negativă. Polaritățile din emisfera sudică sînt inverse.

Magnetismul general are intensitatea de 100—200 A/m, schimbîndu-și polaritatea în fiecare ciclu de 11 ani, astfel că un ciclu magnetic solar complet are o durată de 22 ani.

Cîmpul magnetic solar ar păstra, ca o capcană, plasma coroanei solare. În regiunile în care cîmpul magnetic descrește, plasma țîșnește în spațiul cosmic, dînd o valoare ridicată vîntului solar. Locul de formare și țîșnire a vîntului solar se

pare a fi legat de găurile coronale, în care cîmpul magnetic solar ar lua o formă radiară sau tubulară; găurile coronare ar fi deci un fel de coşuri prin care izbucnesc norii incandescenţi din cromosferă.

Planetele sistemului solar au o masă egală cu 446,8 mase terestre, din care 70% revine planetei Jupiter. Momentul cantităţii de mişcare al planetelor este de 88% din cel al Sistemului solar. Soarelui revenindu-i doar 12%.

Date asupra planetei Vulcan nu există în prezent. *Mercur* este planeta cea mai apropiată de Soare, la distanţa de 37,9 milioane km. Are diametrul de 4 878 km; masa de 0,055 din masa Pămîntului; densitatea de 5,42 g/cm^3; perioada de revoluţie de 87,97 zile terestre. Suprafaţa prezintă un relief accidentat, cu cratere de 100 m la 45 km diametru. A fost identificat un bazin cu diametrul de 1 300 km brăzdat de numeroase fracturi şi falii. Suprafaţa planetei este acoperită cu un strat de praf care serveşte ca izolator termic. Cu ajutorul spectrometrelor în ultraviolet, de pe Mariner—10 a fost pusă în evidenţă o atmosferă rarefiată (10^{-7} din cea terestră). Atmosfera are ca principal component heliul, care rezultă din dezintegrarea uraniului şi a thoriului. Planeta are şi un cîmp magnetic.

Venus este a doua planetă a Sistemului solar, situată la distanţa de 108,21 milioane km faţă de soare. Are raza de 6 050 km şi masa egală cu 0,815 din masa Pămîntului. Densitatea medie este foarte apropiată de cea a Pămîntului (5,25 g/cm^3). Acceleraţia gravitaţiei la suprafaţa planetei este de aproximativ 860 cm/s^2. Are un ciclu de revoluţie de 224,7 zile terestre, cu o viteză pe orbită de 35 km/s. Rotaţia în jurul axei sale se face în sens invers cu al celorlalte planete şi se realizează în 243 zile terestre.

Atmosfera planetei are un strat cu formaţiuni noroase pînă la înălţimea de 65 km, în care, la înălţimea de 50 km, se află nori din aerosoli de acid sulfuric. Aceştia dau o mare putere de strălucire planetei (albedo), ceea ce i-a atras denumirea de „Luceafăr de seară“ sau „Luceafăr de dimineaţă“. Regiunea superioară a atmosferei venusiene a fost numită stratosferă, prin analogie cu stratosfera de pe Pămînt. În atmosfera planetei au mai fost identificate şi alte gaze ca: CO, CO_2, HCl, HF, N_2, O_2.

Temperatura planetei, la sol, variază între 650°K la ecuator şi 400—500°K, la poli. Temperatura atmosferei pe Venus este de 700°K (un efect de seră). Planeta are şi un cîmp mag-

Scanned with OKEN Scanner

netic foarte slab. Relieful accidentat al planetei trădează o dinamică internă, cu activitate vulcanică.

Despre planeta *Terra*, detaliile vor fi date în capitolul 2.

Marte, a patra planetă a Sistemului solar, numită și *planeta roșie*, a provocat multe discuții, multe speculații și mai ales presupuneri privind prezența vieții și chiar a omului pe suprafața ei („oameni marțieni"). Se află la distanță de 227,94 milioahe km față de Soare, în jurul căruia descrie un ciclu de revoluție în 1,88 ani tereștri, cu o viteză medie pe orbită de 24, 14 km/s. Masa planetei Marte este de numai 0,107 din masa Pămîntului, iar diametrul ecuatorial de 6 788 km. Densitatea la suprafață este de 3,96 g/cm^3. Are un cîmp magnetic redus.

Relieful este variat, putînd fi încadrat în trei tipuri: muntos, cu altitudini de 5—10 km, cu munți vulcanici — Olympus Mons — pînă la 24 km înălțime; deșerturi plate de culoare roșie-portocalie și mări, de o culoare cenușiu închis. Deșerturile sînt suprafețe acoperite cu praf, constituit în general din SiO_2. La cei doi poli ai planetei se află cîte o calotă, alcătuită dintr-un strat subțire de CO_2 și apă înghețată. Mările nu trebuie înțelese în sensul mărilor de pe Pămînt. Urmează a fi cercetate.

Pe Marte au fost observate reliefuri crateriale, cu diametre pînă la peste 300 km, fără pereți abrupți, cu înclinări sub 10°.

Atmosfera planetei Marte conține nori de culoare galbenă, albă și albăstruie, cum și nori diferiți în regiunile vulcanice, alcătuiți din CO_2, cristale de gheață, vapori de apă. Pe Marte se produc vînturi puternice, cu viteze pînă la 80 m/s și cu o intensă acțiune de eroziune.

Temperatura solului marțian, în regiunea ecuatorială, variază între 15—20° C ziua și de la —40° la —70°C în timpul nopții. Cea mai coborîtă temperatură, de —120°C, a fost înregistrată în zonele polare. În ionosfera de pe Marte, temperatura urcă la 200°K (la nivelele de 100 și 150 km de la sol).

Marte are doi sateliți: Phobos și Deimos, cu diametrul mai mic de 20 km. Încă nu au fost identificate organisme vii și nici semne de viață pe Marte.

Jupiter, a cincea și cea mai mare planetă a sistemului solar, este plasată la distanța medie de 5,2 UA față de Soare, în jurul căruia se mișcă descriind un ciclu în 11 ani, 10 luni și 17 zile, cu o viteză de 13,06 km/s. Distanța de Pămînt variază de la 588 la 967 milioane km. Diametrul ecuatorial al

Scanned with OKEN Scanner

planetei este de 143 650 km (de 11,2 ori mai mare decît al Pămîntului) și de 134 870 km la poli. Perioada de rotație în jurul axei proprii este de 9 ore 50 minute. Masa lui Jupiter este egală cu 1/1047 din cea a Soarelui și de 318 mai mare decît cea a Pămîntului. Densitatea este de 1,33 g/cm³ (un sfert din densitatea Pămîntului).

Suprafața lui Jupiter prezintă benzi a căror lărgime descrește de la poli la ecuator. Benzile sînt diferite ca structură, cu formațiuni liniare, circulare, ondulatorii, colorate în roșu, maro, galben, gri-bleu. În 1666 a fost descrisă marea Pată Roșie și, asociată cu ea, Marea Perturbație Australă, sediul unor curenți atmosferici foarte violenți.

Componenții principali ai planetei sînt hidrogenul și heliul, apoi azot, carbon, oxigen, sulf, metan, etan, amoniac, acetilenă, apă, hidrogen sulfurat, acid cianhidric, fosfină (PH_3), sulf molecular (S_8).

La nivelul atmosferei, temperatura este de —130°C. În atmosferă, la înălțimea de 250 km, se află nori din cristale de amoniac, hidrogen și metan. În nucleul planetei se apreciază o temperatură de 13 000 — 35 000°K. Planeta prezintă un ciclu de activitate de 11 ani, corelat cu ciclul solar.

Jupiter are și un cîmp magnetic. Emite și unde radio, cu lungimea de undă între 3 și 75 cm. Zonele de radiație sînt asemănătoare centurilor de radiație Van Allen ale Pămîntului. Jupiter este și o sursă intensă de radiație cosmică; o mare parte din fluxul de electroni de mică energie ajunsă pe Pămînt provine de la Jupiter.

Planeta Jupiter are 14 sateliți, alcătuind un „minisistem planetar".

Saturn, a șasea planetă, se află la distanța de 1 425 milioane kilometri de la Soare, în jurul căruia descrie ciclul de revoluție în 29 ani tereștri și 168 zile. Are masa de aproximativ 95,3 și volumul de 762 ori mai mare decît Pămîntul, cu o densitate de 0,68 g/cm³ și o formă turtită.

Atmosfera lui Saturn are o temperatură de aproximativ —160°C și conține amoniac, hidrogen molecular, posibil heliu. Inelul lui Saturn este format în realitate din patru inele, notate A, B, C, D (de la exterior spre interior). Inelele se compun din o mulțime de mici sateliți (cu diametrul între 10 cm și 10 m), care au o masă totală de 1/25 000 din cea a planetei și se rotesc în jurul ei. Planeta Saturn are și 10 sateliți cunoscuți. Saturn emite semnale radio, cu lungimea de undă de 10 m. Aceasta presupune un cîmp magnetic de circa 1200 A/m.

Scanned with OKEN Scanner

Uran (Uranus), a şaptea planetă, este situată la o depărtare de 2 875 milioane km faţă de Soare, în jurul căruia descrie un ciclu de revoluţie în aproximativ 83,74 ani tereştri. Împreună cu cei cinci sateliţi ai săi, Uran este de aproximativ 14,55 ori mai mare decît masa Pămîntului. Densitatea este de 1,60 g/cm³.

Are o atmosferă groasă, alcătuită în cea mai mare parte din metan, apoi amoniac condensat, hidrogen molecular, heliu. Date mai precise vor recolta staţiile automate Pioneer-10 şi Pioneer-11, după 1979, şi respectiv după 1985, cînd vor trece prin apropierea planetei.

Neptun, a opta planetă, invizibilă cu ochiul liber, este situată la distanţă de aproximativ 4,5 miliarde km de la Soare. Se mişcă în jurul Soarelui într-un ciclu de 165,51 ani tereştri, cu o viteză de 5,43 km/s. Perioada de rotaţie în jurul axei sale este de 15 ore 40 minute. Are un diametru ecuatorial de circa 46 000 km, diametrul polar fiind de 37 000 km, cu un volum de 42 de ori şi o masă de 17,22 de ori mai mari decît ale Pămîntului. Densitatea medie este de 1,65 g/cm³.

Este de 900 de ori mai slab luminat de Soare decît Pămîntul. Temperatura, la suprafaţa planetei, calculată teoretic, este de — 200°C. În atmosferă se află metan şi hidrogen molecular.

Are doi sateliţi: *Triton*, cu mişcare retrogradă, considerat cel mai mare satelit din Sistemul solar, cu diametrul de 4 000 km; *Nereida*, cu un diametru de 300 km, este situată la distanţa de 5,56 milioane kilometri de Neptun.

Pluto (Pluton), descrisă de *Clyde William Tombaugh* în 1930, se află la distanţa de 29,7 (la periheliu) şi de 49,3 UA (la afeliu), distanţa medie faţă de Soare fiind de 5,766 miliarde de km. Se roteşte în jurul Soarelui în 247,7 ani tereştri, cu o viteză de 4,74 km/s.

Din calcule rezultă că are o masă egală cu 0,18 mase terestre, un diametru liniar de circa 13 600 km. Nu are sateliţi identificaţi. În atmosfera planetei a fost identificat neonul. Urmează să se culeagă mai multe date, pe măsura examinării mişcărilor planetei în comparaţie cu planeta Neptun.

Asteroizii sau planetoizii sînt corpuri de dimensiuni reduse, în număr, estimat statistic, de circa 100 000, plasaţi între Marte şi Jupiter. Dintre asteroizi numai circa 2 000 sînt catalogaţi, alţi 1100 observaţi insuficient, unii numai presupuşi că există. În general, au diametre mici, majoritatea

Scanned with OKEN Scanner

între 20—40 km; unii (12—13) au diametrul peste 100 km. Se mişcă în jurul Soarelui în acelaşi sens cu planetele, cu perioade de revoluţie de 3,5—6 ani.

Se presupune că asteroizii ar proveni dintr-o masă planetoidă în formare, care nu s-a putut aglomera în timpul planetogenezei pentru a forma o planetă constituită. Masa totală a asteroizilor este apreciată la o miime din masa Terrei.

Meteori. Meteoriţi. Un meteor sau un roi de meteori apare ca un proces luminos care se observă mai ales noaptea, sub forma unor urme strălucitoare, în atmosfera terestră înaltă (la altitudini de 120—180 km), lăsată de anumite fragmente sau roiuri de astfel de fragmente provenite din spaţiul interplanetar. Strălucirea lor este variabilă ca intensitate şi durată. Cei mai strălucitori au fost denumiţi bolizi (bolid). Se deplasează faţă de Soare cu o viteză parabolică de 42 km şi odată intraţi în atmosfera terestră, primesc o viteză de 12 şi 72 km, după cum se deplasează în sens contrar deplasării Pămîntului (acesta cu 30 km /s), sau în acelaşi sens cu Pămîntul.

Prin analize spectrale au fost identificate liniile de emisie ale următoarelor elemente: hidrogen, azot, oxigen, sodiu, magneziu, calciu, siliciu, aluminiu, fier, mangan, nichel, stronţiu.

Au densitatea 0,3 g/cm^3 iar diametrul este cuprins între 0,01 şi 100 microni. Prin metode optice, într-un interval de 5 ani, au fost observaţi 10 000 meteori iar prin metoda radar au fost detectaţi 7 milioane. „Ploi meteorice“ mai abundente au loc în intervalele 19—23 aprilie, 9—14 august, 9—12 decembrie, cînd Pămîntul, în mişcarea sa de revoluţie, intersectează traiectoriile unor nori cosmici sau îngrămădiri de particule solide. Se apreciază că în timpul unei zile pătrund în atmosfera terestră pînă la 10 milioane de astfel de corpuri.

Meteoritul este un fragment de corp cosmic care atinge Pămîntul, eventual un alt corp din sistemul planetar sau din Cosmos. Mărimea meteoriţilor examinaţi pe Pămînt este variabilă; masa fiind cuprinsă între cîteva grame şi mai multe tone. Prin trecerea prin stratele de aer se încălzesc pînă la topirea suprafeţei şi după atingerea Pămîntului se răcesc, suprafaţa lor rămînînd acoperită cu un strat lăcuit.

Au densitatea cuprinsă între 6 şi 8 g/cm^3. După conţinutul lor, se împart în: *sideriţi*, compuşi din fier şi nichel; *aeroliţi*, sau meteoriţi pietroşi, compuşi din siliciu şi magneziu (silicaţi de Mg, Ca) şi feronichel; *sideroliţi*, alcătuiţi din silicaţi şi feronichel. Cei mai mulţi dintre meteoriţii recoltaţi aparţin

Scanned with OKEN Scanner

tipului aerolitic şi anume celui chondritic, compuşi din olivină, piroxeni şi alte minerale. Unii conţin carbon şi materii organice în proporţie de 3%.

Meteoriţii sînt singurele corpuri cereşti care cad în mod natural pe suprafaţa Pămîntului. Pe ele se pot face studii complexe de laborator, care furnizează preţioase informaţii asupra unor aspecte şi asocieri ale materiei în spaţiul cosmic. Mineralele aflate în meteoriţi fac parte din categoria celor cunoscute în scoarţa terestră. În majoritatea cazurilor, probele de provenienţă terestră sau din meteoriţi prezintă aceeaşi compoziţie izotopică a elementelor. Cercetările efectuate prin metode spectroscopice au arătat că atît în atmosfera solară cît şi în stele, compoziţia izotopică a elementelor este apropiată de cea terestră.

La o serie de elemente din scoarţa terestră există totuşi variaţii mici ale compoziţiei izotopice. Aceste variaţii se explică prin existenţa unor procese geofizice, geochimice, biofizice sau biochimice care duc la modificarea compoziţiei izotopice a elementelor respective concentrînd sau diluînd un anumit izotop al acestora.

Cunoaşterea acestor variaţii permite să se formuleze o serie de concluzii importante, în special în domeniul geologiei izotopice *(I. Ursu*, 1973).

Cometele, numite şi „stele cu coadă", sînt formaţiuni cosmice care străbat şi spaţiul nostru planetar, fără a lăsa vreo altă urmă decît impresia dîrei de lumină strălucitoare care o caracterizează. Se compun din *nucleu*, cu o masă sub 10^{17} kg (circa 10^{-8} din masa Pămîntului), cu densitatea de circa 1 g/cm^3 şi cu raza sub 50 km. Nucleul este solid, compus din praf, gheaţă, bioxid de carbon, amoniac şi metan. În constituţia cometei, după nucleu, urmează *coama*, compusă din praf şi gaze. Coama este gazoasă şi se formează din materia părţii exterioare a nucleului, sub influenţa căldurii solare, în momentul cînd cometa se apropie de Soare. Poate atinge un diametru de sute de mii de km. Coama împreună cu nucleul formează *capul* cometei. Pe măsură ce cometa se apropie de Soare, o parte din coamă se volatilizează şi, sub presiunea vîntului solar, ia o poziţie opusă Soarelui. Se formează *coada*, alcătuită din gaze ionizate şi praf într-un amestec foarte rarefiat, în lungime de milioane şi chiar sute de milioane de km, crescînd pe măsura apropierii de Soare, sub presiunea vîntului solar, care o dirijează şi determină ionizarea gazelor.

Scanned with OKEN Scanner

Numărul total al cometelor cunoscute a depăşit 2 000. Ele poartă numele descoperitorilor şi ai anilor în care au apărut. Nu par a avea vreo influenţă asupra proceselor dinamice de pe Terra. Cel mult, în concepţia că majoritatea provin din nordul originar al Sistemului solar, cunoaşterea lor mai amănunţită ar putea servi în cosmogonie, cu date în plus faţă de cele ce se cunosc în prezent. În acest scop, se fac pregătiri pentru studierea cometei Halley, care în februarie 1986 se va apropia de Pămînt.

Impactul Pămîntului cu diferite corpuri cosmice. Prin fotografieri aeriene, privind suprafaţa terestră, au fost detectate peste 230 cratere, mici, mijlocii şi gigante, acoperite de vegetaţie şi de diferite formaţiuni de suprafaţă (depozite de sfărîmături eluviale, aluviale şi deluviale), cratere rezultate din căderea pe Pămînt a unor meteoriţi giganţi. Pe Pămînt, urmele meteoriţilor nu sînt aşa vizibile ca pe Lună şi pe planetele Marte şi Mercur, deoarece pe suprafaţa Pămîntului eroziunea, prin vînt şi apă, precedată de intense procese de alterare chimică a rocilor, este foarte activă, astfel că după mai multe milioane de ani şi relieful înalt, muntos, este şters.

Se apreciază că Pămîntul a fost lovit la intervale de 1—5 milioane de ani de cîte un meteorit gigantic (peste 20 tone). Cel mai mare — identificat pînă în prezent — este cel din Arizona, al cărui crater la impactul cu solul este de 1 207 m diametru şi a străbătut pînă la adîncimea de 174 m. Cratere de impact meteoritic şi meteoriţi au mai fost descoperiţi în Mexic, China, Africa. Meteoriţi au fost descoperiţi şi pe teritoriul ţării noastre, la Moci, judeţul Cluj; la Mădăraş, judeţul Mureş, la Ohaba, judeţul Braşov şi la Jadani (azi Cornești) din judeţul Timiş. Fragmentul principal şi fragmente mai mici din meteoritul de la Moci se păstrează la Universitatea din Cluj.

În anul 1972, la 10 august, locuitorii din regiunea dintre Salt Lake City (S.U.A.) şi Calgary (Canada) au avut ocazia să vadă un meteorit gigantic care a trecut tangenţial, la 58 km înălţime, deasupra Americii de Nord, fiind văzut pe o distanţă de 1 500 km, cum şi de un satelit care l-a fotografiat în infraroşu. Masa calculată a meteoritului a fost apreciată la mii de tone, aproximativ 1/50 din masa meteoritului căzut în Meteor Crater din Arizona.

Scanned with OKEN Scanner

După datele comunicate de *Heinz Kaminski*, directorul Observatorului astronomic din Bochum (R.F.G), pe Pămînt cade, zilnic, o cantitate de 300 000—500 000 tone de material meteoritic şi meteoric. Cei mai mulţi meteoriţi de dimensiuni mai mari sau asteroizi intraţi în sfera de atracţie terestră, pe parcursul de circa 200 km prin atmosferă se încălzesc şi se fragmentează, astfel că pe solul terestru ajung, în general, mai mult bucăţi mici, fără vreo însemnătate în căderea pe sol. Falsele previziuni ale unor oameni lipsiţi de cunoştinţe corespunzătare că Pămîntul se va ciocni cu un corp ceresc uriaş nu au nici o bază ştiinţifică.

Cele mai vechi urme de meteoriţi, identificaţi pînă în prezent pe Terra, sînt datate după începutul erei terţiare.

Încă nu au fost semnalate urme de impact ale cometelor. *Harold C. Urey* (laureat al premiului Nobel) consideră că tectitele, formaţiuni vitrificate, ar avea ca origine unele procese mineralogice şi petrografice rezultate din impactul Pămînt-cometă. Se referă la tectitele din Libia (vîrsta de 28 milioane de ani), la moldavitele din Cehoslovacia (14 milioane de ani), Coasta de Fildeş (un milion de ani), Australia (700 000 de ani).

CÎMPURI DE FORŢĂ SAU POTENŢIAL FIZIC UNIVERSAL ŞI GALACTIC

Atracţia universală. A fost detectată apoi formulată, la început, în legătură cu sistemul solar, ulterior fiind extinsă asupra întregului univers. Este o proprietate generală a corpurilor de a se atrage reciproc, considerate două cîte două. A fost formulată de către *Isaac Newton* (1643—1707) şi publicată în lucrarea „*Philosophiae naturalis principia mathematica*“, Londra, 1687. Legea atracţiei universale este cunoscută sub relaţia

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r_2}$$

în care: G este constanta atracţiei universale (a gravitaţiei terestre în cazul Pămîntului); m_1 şi m_2 reprezintă masa celor două corpuri; r este distanţa care separă corpurile de masă m_1 şi m_2.

Se consideră că un corp oarecare, cu masa m, este înconjurat de un *cîmp gravitaţional* de intensitatea Gm_2 (acceleraţia gravitaţiei) cu direcţia spre corpul care îl produce. Este

Scanned with OKEN Scanner

un cîmp fizic deosebit de puternic în vecinătatea unui astru. Cîmpul gravitaţional este caracterizat prin acceleraţia gravitaţională.

Nu este clarificată natura cîmpului şi a forţelor gravitaţionale. Se cunosc numai efectele lor, între care căderea corpurilor şi aglomerările materiei universale în nebuloase, galaxii, stele, planete, sateliţi ş.a. Prin atracţia universală se păstrează poziţia relativă a corpurilor cosmice faţă de unele obiecte cosmice centrale, de un ordin superior, poziţie ce se păstrează şi în deplasarea sistemelor pe anumite distanţe cosmice.

Magnetismul stelar a fost detectat pînă în prezent pe aproximativ 100 de stele magnetice, stele variabile ca magnitudine (grad de strălucire), stele pitice şi gigante. A fost detectat şi un *cîmp magnetic interstelar*, produs de plasma din lungul braţelor spirale ale Căii Lactee. Acesta are o intensitate de ordinul a $4 \cdot 10^{-4}$ A/m. Se cunoaşte şi un *cîmp magnetic interplanetar*, cu intensitate de $10^{-4} — 10^{-3}$ A/m, care provine din cîmpul magnetic al plasmei ejectate de Soare (vînt solar) şi este variabil cu intensitatea activităţii solare.

În ultimii ani, au fost detectate *cîmpuri electromagnetice călătoare* în spaţiul interplanetar. Acestea au produs întreruperi în funcţionarea aparaturii emiţătoare de pe unii sateliţi, ca: Transit 4—B (1962), satelitul geodezic Anna (1962); satelitul Telstar-2 (1963); Apollo (1968); Wiking 2, pe Marte (1976). Defecţiunile produse s-au corectat de la sine, după un oarecare timp (Anna după 7 ani). Cercetătorii apreciază că astfel de defecţiuni se produc la trecerea sateliţilor prin cîmpuri electromagnetice călătoare.

Energia cosmică este considerabilă şi ca origine poate fi gravitaţională şi stelară (solară). Energia gravitaţională se manifestă în concentrarea gravitaţională a materiei în interiorul unei stele. Din aceste îngrămădiri rezultă apoi procesele termonucleare şi cele ale evoluţiei stelelor.

Energia stelară se referă la procesele energetice din interiorul unei stele, putînd fi: energie de agitaţie termică; energie radiantă; energie potenţială gravitaţională; energie de excitare şi de ionizare a gazelor; energie de repaus a particulelor componente. Interesează toate aceste forme de energie şi, pentru moment, se culeg informaţii spre a se cunoaşte, cît mai intim posibil, funcţionarea reactoarelor naturale, cu neîntrerupta lor fuziune nucleară, întinsă pe durata multor miliarde de ani.

Scanned with OKEN Scanner

Procese de radiaţie în Cosmos. Universul în imensitatea lui este străbătut de mai multe feluri de radiaţii, unele fiind detectate de pe solul terestru, altele din sateliţi, nave cosmice, laboratoare spaţiale etc. *Radiaţia cosmică* este de natură corpusculară electromagnetică de mare energie ce provine direct din Cosmos, cum şi de o natură specifică impactului dintre particulele elementare ale vîntului solar cu atmosfera terestră. În prima categorie intră *radiaţia cosmică primară* (protoni, electroni, nuclee de heliu şi de alte elemente uşoare), cu energii de 10^9—10^{20} eV. În a doua categorie este *radiaţia cosmică secundară*, cu o componentă dură, formată din mezoni μ de mare energie, care ajung la suprafaţa Pămîntului, putînd străbate şi în apă pînă la 1 000 m cu o componentă moale care dă cuante γ (gamma) şi o componentă electromagnetică. Tot sub acţiunea directă a radiaţiei cosmice se produce o componentă nucleonică, din protoni şi neutroni de energii mari. Radiaţia cosmică de mare energie s-ar produce în exploziile de supernove, prin rotaţia pulsarilor ş.a.

Există o radiaţie cosmică de fond, radiaţia prin radiosurse, radiaţia sincrotronă, radiaţia stelară (solară) şi planetară. *Radiaţia de fond* are un caracter universal general, în domeniul razelor X, a radiaţiei gamma şi a microundelor centimetrice. Mai importantă este radiaţia centimetrică, termică, izotropă, de 2,6°K, cu maximum de intensitate în domeniul lungimii de undă de 1 mm. Se afirmă că este o radiaţie remanentă, din faza de Big-Bang a Universului. Radiaţia gamma, cu energie de peste $(3{,}0 \pm 0{,}9) \cdot 10^{-5}$ fotoni/$/cm^2.s$, se presupune că ar putea fi emisă prin acţiunea dintre razele cosmice şi materia interstelară, eventual din dezintegrarea unor mezoni. Radiaţia X, care probabil are o origine extragalactică, este izotropă, cu lungimea de 0,2—0,6 μm şi cu intensitatea de 10 fotoni/$cm^2 \cdot s$. *Radiaţia sincrotronă* este de natură electromagnetică şi este emisă de electroni în mişcarea lor spirală de-a lungul liniilor de forţă ale unui cîmp magnetic spaţial. Constituie sursa principală a emisiei radiosurselor, mai ales a celor extragalactice.

Radiosursele emit radiaţii sincrotrone, radiaţii în domeniul optic, X şi radio. Sursele lor pot fi: supernove, mari nebulozităţi în expansiune, pulsarii, quasarii, unele stele şi planete.

Radiaţia solară este complexă. Asupra acesteia vom reveni într-un capitol următor. Se manifestă cu intensităţi

Scanned with OKEN Scanner

variabile, fiind mai intensă în timpul maximelor solare, cînd crește de 10^4 ori.

Radiația termică este de natură electromagnetică, emisă de corpurile cu o temperatură care începe deasupra lui zero absolut. Intensitatea radiației face posibilă cunoașterea unor parametri ai unor obiecte cosmice, ca temperatură, densitate, flux energetic ș.a.

Radiația planetelor este o caracteristică a acestor corpuri și se produce prin degradările naturale lente ale elementelor radioactive. Pămîntul este cea mai activă planetă a sistemului nostru solar în ceea ce privește producerea radiațiilor, atît prin dezintegrări ale elementelor radioactive, cît și prin acțiunea radiogenă provocată de om.

Scanned with OKEN Scanner

CAPITOLUL 2

PĂMÎNTUL. STRUCTURA POTENȚIAL FIZIC TERESTRU

LOCUL PĂMÎNTULUI ÎN SISTEMUL SOLAR. EVOLUȚIA SUBSTANȚEI PROTOPLANETARE ÎN DEZVOLTAREA PĂMÎNTULUI

Asupra originii Pămîntului și a planetelor surori s-a insistat în capitolul anterior, fără a se putea relata cuceriri substanțiale în geogonie. Niciuna dintre ipotezele emise pînă în prezent, referitor la modul cum substanța cosmică a ajuns în corpul unei planete, nu a putut aduce o explicație care să fie unanim acceptată. Ipotezele au formulat unele presupuneri sau au generat alte ipoteze. Se admite că numai în planetele cu o masă protoplanetară mai dezvoltată cantitativ apar procese chimice și fizice care marchează momentul cînd începe viața proprie a planetei, cînd, prin activitatea ei interioară, începe diferențierea materiei și transformarea potențialului chimic de origine cosmică în materie și energii proprii planetei. Primele procese în cadrul hidrurilor metalelor și a peroxizilor, substanțe existente într-o anumită fază a materiei protoplanetare, sînt de oxido-reducere, după reacția:

$$MeH_2 + MeO_2 \rightarrow Me + MeO + H_2O + \text{energie}$$

în care apare un metal, apar oxizi ai metalelor și o substanță nouă, apa, primul produs mineral al Pămîntului (planetei), format în interiorul și nu în afara planetei. Odată formată apa intră în reacție cu alte substanțe primare, ca: nitruri, carburi, fosfuri ș.a. punîndu-se în libertate substanțe gazoase (metan, bioxid de carbon, hidrogen, amoniac) și oxizi ai unor metale:

$$MeC + 2H_2O \rightarrow MeO_2 + CH_4$$
$$MeC + 3H_2O \rightarrow MeO + CO_2 + 3H_2$$
$$2MeN + 3H_2O \rightarrow Me_2O_3 + 2NH_3$$

Intensitatea proceselor duce la diferențieri care, cu timpul, vor separa unele zone cu produși proprii ai Pămîntului și zone cu substanță primară, de origine cosmică. O astfel de zonare ar putea schița și zonalitatea cadrului mai larg al

Scanned with OKEN Scanner

Pămîntului; nucleul cu un conţinut metalic, în care metalele pot rezulta din reacţii chimice proprii; mantaua cu un bogat conţinut de materie protoplanetară, de carburi, hidruri, nitruri, fosfuri, de gaze şi praf cosmic; scoarţa cu compuşii ei mai complecşi, acoperită de hidrosferă şi atmosferă, învelişuri rezultate din activitatea proprie a Pămîntului.

Din substanţa iniţială este accesibilă cercetătorului numai o anumită fracţiune, reprezentată prin oxizi ai unor elemente, ca: Si, Al, Mg, restul fiind, în prezent, concentrate în mantaua inferioară între 1 000—2 900 km. În lava vulcanului Vezuviu şi în unii meteoriţi a fost aflată nitrura de titan. În meteoriţi au fost aflate şi carburi, fosfuri şi sulfuri ale metalelor.

Dezvoltarea istorică a planetei poate fi diferenţiată în trei mari stadii sau etape *(V.I. Baranov*, 1972):

— etapa de formare a componenţilor chimici care definesc planeta calitativ şi cantitativ;

— etapa individualizării planetei (Pămîntului) ca un corp cosmic angrenat într-un sistem energetic şi cinetic propriu, dar în relaţie cu alte corpuri din Cosmos;

— formarea învelişurilor sau geosferelor care îi definesc structura şi interrelaţiile

După formarea planetei, pe suprafaţa ei a continuat să cadă, în continuu, substanţă meteorică şi meteoritică ce, în decursul celor 4,5 miliarde de ani ai Pămîntului ar fi putut constitui un strat gros de cîţiva kilometri. Materia cosmică s-a amestecat cu cea telurică prin aportul de produşi magmatici ajunşi la suprafaţă şi mai ales printr-o remobilizare chimică şi ulterior biologică, după individualizarea învelişurilor exterioare ale planetei. Atmosfera, hidrosfera şi biosfera, prin efectul lor dinamic de dislocare, transport şi redepunere au dat o altă dispersare materiei cosmice ajunse pe Pămînt, iar transformările chimice ulterioare au schimbat complet conţinutul chimic, omogenizînd părţile solide de suprafaţă. S-a produs şi se produce un proces de asimilare telurică a materiei cosmice ajunse pe Pămînt.

POZIŢIA ŞI MIŞCĂRILE PĂMÎNTULUI

Pămîntul se găseşte la distanţa de 147,1 milioane kilometri de la Soare în periheliu şi de 152 milioane kilometri în afeliu, distanţe care reprezintă cele două semiaxe ale orbitei terestre, adică a traiectoriei pe care o parcurge Pămîntul în timpul unui ciclu de revoluţie în jurul Soarelui. Orbita teres-

Scanned with OKEN Scanner

tră, de formă eliptică, are o lungime de 930 000 000 kilometri. Faţă de planul orbitei terestre, planul ecuatorial terestru are o înclinare de 23°27'.

Durata unei *mişcări de revoluţie* în jurul Soarelui este de 365,25636 zile în anul sideral şi de 365,24220 zile în anul tropic. Viteza medie a mişcării Pămîntului, pe orbită, este de 29,76 km/s. Mişcarea de revoluţie determină succesiunea celor patru anotimpuri (fig. 6).

Pămîntul execută o *mişcare de rotaţie* în jurul axei sale în timp de 23h,56 minute şi 4 secunde, de la vest spre est. Mişcarea de rotaţie are ca urmare ziua siderală (ziua + noaptea). Prin calcule, s-a demonstrat că ziua siderală este mai scurtă decît perioada de rotaţie cu 0,0084 secunde. S-a constatat apoi că perioada de rotaţie este neuniformă, modificîndu-se din cauza mareelor, care o frînează; la fel este influenţată de fenomenele meteorologice sezoniere. Cauze necunoscute determină variaţii bruşte. În ultimii 2 500 ani, ziua a crescut cu 0,0016 secunde pe secol.

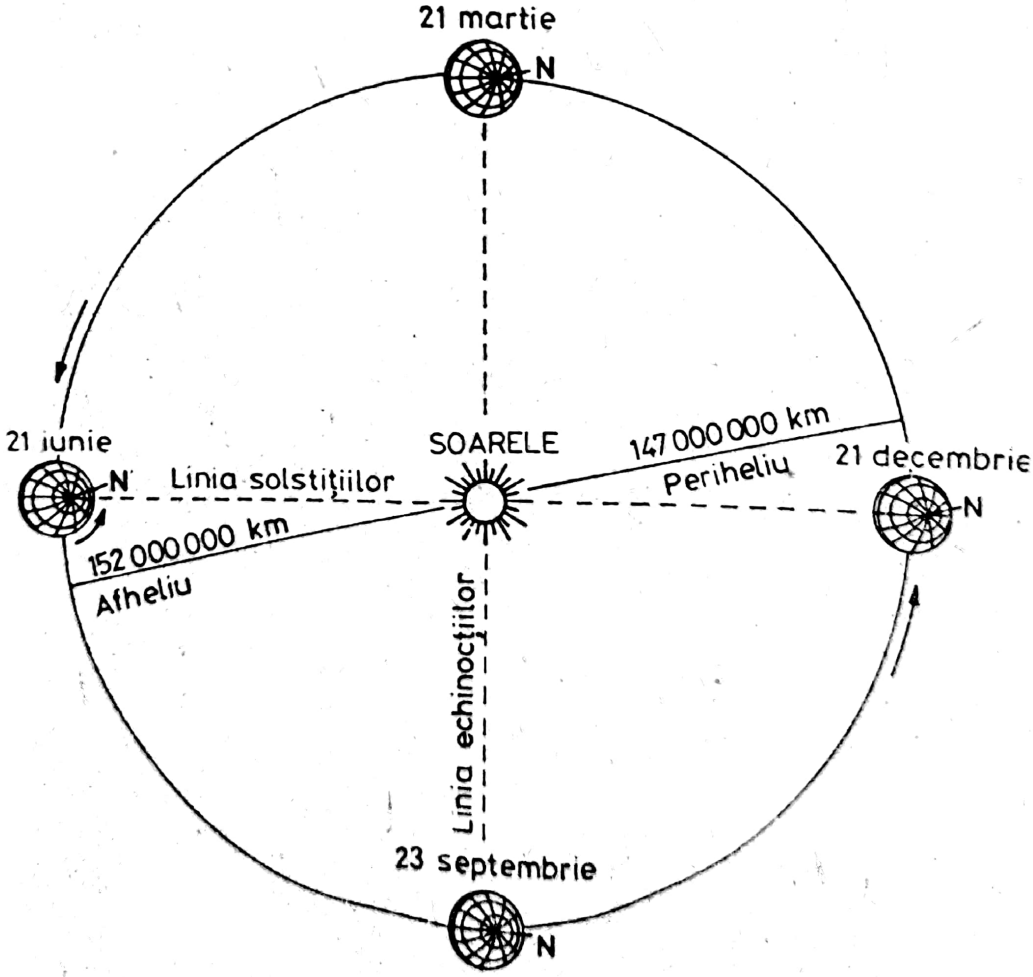


Fig. 6. Mişcarea de revoluţie a Pămîntului.

Scanned with OKEN Scanner

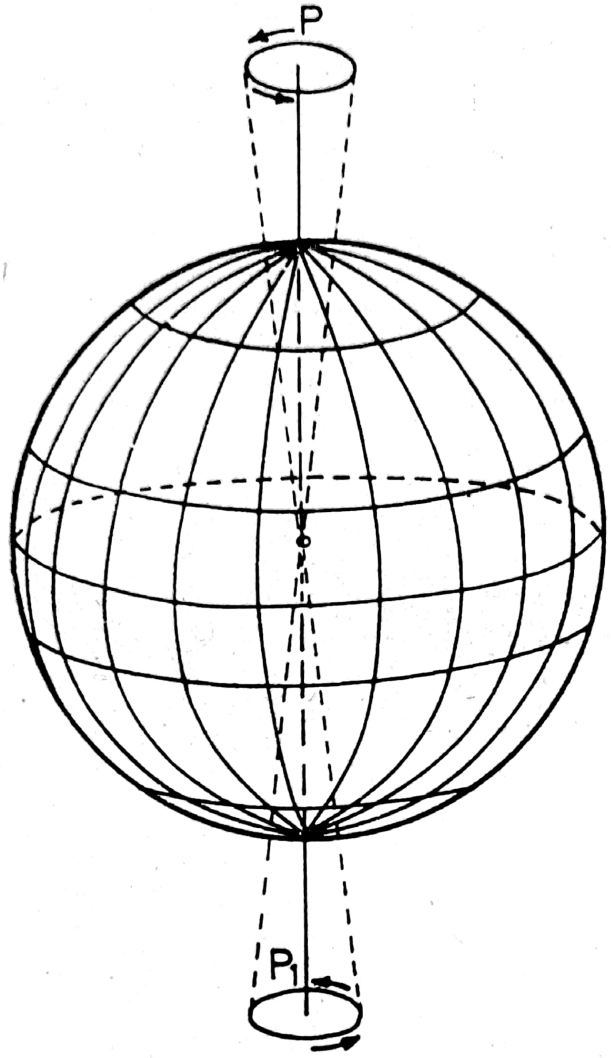


Fig. 7. Mişcarea conică şi de nutaţie a Pămîntului.

Viteza liniară a mişcării de rotaţie la ecuator este de 465 m/s şi scade spre cei doi poli, unde este nulă. Din cauza mişcării de rotaţie, se produce o oarecare îngrămădire a masei terestre în zona ecuatorială, ceea ce modifică forma sferică a planetei într-o formă sferoidală. Mişcarea de rotaţie determină şi devierea corpurilor care se află în mişcare pe suprafaţa planetei. În emisfera nordică corpurile în mişcare sînt deviate spre dreapta, în emisfera sudică spre stînga. Rîurile în emisfera nordică rod în malul estic, iar în emisfera sudică în malul vestic (forţa Coriolis). Totodată circulaţia curenţilor aerieni este diferită în cele două emisfere.

În mişcarea de revoluţie, axa polară a Pămîntului nu păstrează o poziţie stabilă, ci execută o balansare, o oscilaţie numită *nutaţie*, care în decursul unui număr mare de revoluţii descrie o mişcare conică (fig. 7.) Oscilaţia axei este provocată de atracţia Lunii şi a Soarelui.

Împreună cu întreg sistemul solar, Pămîntul efectuează o mişcare spre constelaţia Vega, cu o viteză de 30 km/s.

Scanned with OKEN Scanner

Din efortul pentru cunoașterea Terrei. Cunoașterea Pămîntului a marcat progrese deosebite în ultimele două decenii datorită rezultatelor obținute prin cercetări efectuate cu ajutorul sateliților artificiali și al laboratoarelor spațiale. O nouă disciplină științifică, *Geodezia geometrică spațială*, închegată din elemente furnizate prin sateliți, a început să se afirme mai folositor, începînd din 1966, cînd Observatorul Smithsonian din S.U.A. a publicat sinteza „*Pămîntul Standard I*" și din 1969, cînd același observator a publicat „*Pămîntul Standard II*", avînd coordonate stabilite de 46 stații legate prin sateliți. Materialul publicat este rezultatul a numeroase observatoare astronomice de pe suprafața Pămîntului, printre care și al Observatorului astronomic București, în colaborare cu Academia de Științe a U.R.S.S. și cu Asociația internațională de Geodezie. În continuare, în anii următori, au fost culese noi și detaliate informații privind suprafața terestră, operație la care au luat parte multe laboratoare spațiale, între care menționăm seria *Saliut*, lansate de U.R.S.S., începînd cu 1971. Date interesante și variate au fost obținute de seria de laboratoare spațiale *Skylab*, lansate de S.U.A. începînd cu 14.05.1973. La acțiunea Skylab, au colaborat peste 200 de cercetători științifici și ingineri, personalul de la 150 observatoare astronomice din 17 țări. Cele 10 camere de luat vederi ale laboratorului, dotat cu aparatură de mare eficiență (reflectometru, interferometru, laser, radar, telemetre etc.) au recoltat interesante date noi în cele 84 zile de lucru în Cosmos ale astronauților. Datele au fost coroborate cu cele înregistrate prin sateliți, rachete geofizice, avioane, stații terestre și stații ambarcate peste întinderi oceanice.

Au fost efectuate fotografii în alb-negru, reluate apoi cu ajutorul diferitelor filtre în infraroșu sau color. Prin fotografii panoramice au fost explorate părți ale Africii, Europei, Americii de Nord și alte sectoare, obținîndu-se noi date asupra morfologiei reliefului continental, precum și la contactul uscatului cu Oceanul planetar și cu mările. Pe bază de spectrograme ale fundului mărilor au fost cartografiate zonele de platformă continentală submersă și zonele portuare. Au fost culese informații pentru descoperirea apelor freatice și captive în deșerturile africane. Au fost cercetate unele regiuni supuse eroziunii și pierderilor de sol, cum și riscul la inundații în

Scanned with OKEN Scanner

zone adiacente acestora. Date interesante au fost înregistrate referitor la întinderea gheţurilor veşnice, la cantităţile de apă rezultate din topirea zăpezilor sau din ploile de primăvară, necesare unei mai bune gospodăriri a apei pentru hidrocentrale sau irigaţii. Au fost depistate noi resurse geotermice, noi regiuni bogate în gheizeri, cum şi noi zone interesante sub raport metalogenetic, cu soluţii pentru exploatare. Interesante date au fost obţinute şi sub raport meteorologic şi climatic (declanşarea, evoluţia şi deplasarea uraganelor; apariţia unor vîrtejuri între oceane şi atmosferă; caracteristici ale curenţilor oceanici etc).

Au fost obţinute şi date referitor la agricultură şi silvicultură (atacul insectelor dăunătoare; zone expuse la secetă îndelungată şi la spulberări ale solului; păduri mistuite de incendii etc.). Cu ajutorul sateliţilor se pot depista şi bancurile de peşti în anumite sectoare oceanice, gradul de poluare a atmosferei şi a apei oceanice.

Cu datele recoltate au fost elaborate hărţi de radiolocaţie, cuprinzînd morfologia reliefului terestru, a mărilor şi oceanelor. Pe uscat au putut să fie diferenţiate mai bine zonările de cultură agricolă, cele de pădure, de terenuri cu eventuale posibilităţi de a intra în circuitul economic, fie sub raport agro-silvic, fie al unui potenţial minier. Sub observaţie atentă sînt limitele deşerturilor şi relaţia cu terenul cultivabil, gheţurile veşnice etc.

Cunoaşterea Terrei s-a îmbogăţit mult prin aportul datelor culese de sateliţii geofizici. Potenţialul fizic terestru, structura atmosferei înalte (ozonosfera, ionosfera) a gravisferei şi îndeosebi a magnetosferei ar fi rămas sectoare aproape necunoscute fără prospectarea din spaţiul cosmic.

Ceea ce caracterizează cercetarea actuală asupra originii, structurii şi dinamicii terestre este larga desfăşurare a unor investigaţii complexe. S-a ajuns la concluzia că numai cercetarea globală a planetei ar putea duce la o viziune clară de ansamblu şi la relaţii de cauzalitate continuă în diferitele domenii de manifestare a fenomenelor din interiorul şi de la suprafaţa Pămîntului; la concluzia că natura nu a pus limite între fenomene, acestea fiind fixate de om şi, adesea, rezolvarea unor probleme în ştiinţele naturii devine posibilă prin investigarea unor fenomene învecinate, eventual în zona de interferenţă. Această concepţie, privind dependenţa dintre fenomene şi fapte de observaţie care, adesea, nici nu prezintă asemănări, admite şi consideră necesar să se apeleze

Scanned with OKEN Scanner

şi la factori care sînt în afara Pămîntului, şi, cu ajutorul acestora, să se interpreteze fenomene şi aspecte care, în trecut, erau de competenţa izolată a geografilor, geologilor, biologilor şi astronomilor. A fost definită de mult timp influenţa căldurii şi a luminii — energii extraterestre — asupra dezvoltării plantelor, însă parametrii material-energetici ai acestei relaţii sînt stabiliţi numai în zilele noastre. Alţi determinanţi cosmici ai dinamicii terestre sînt în curs de a fi precizaţi în cercetarea actuală şi de viitor.

Forma Pămîntului. Pămîntul are forma de geoid, care este suprafaţa echipotenţială a cîmpului gravitaţional, în natură fiind dată de suprafaţa oceanelor, prelungită sub continente (fig. 8). Se consideră că Pămîntul are forma unui elipsoid cu mici neregularităţi. Semiaxele acestui elipsoid, determinate cu ajutorul aparatelor de pe sateliţi geodezici, adoptate în 1967, au următoarele valori: semiaxa mare, $a = 6\,378{,}160$ km, semiaxa mică, $b = 6\,356{,}774$ km, cu o turtire polară de 1/298,24. S-a determinat că polul sud terestru este cu aproximativ 30 m mai aproape de ecuator decît polul nord. Aceasta a dus la afirmaţii exagerate şi anume că Pămîntul este piriform (în formă de pară) (fig. 9.) Deformări ale Pămîntului apar prin formele de relief şi cele date de maree, care sînt mult prea neînsemnate ca să poată interveni în modificarea vizibilă şi de ansamblu a planetei rigide. Se mai ţine seama de relaţia cu fluxul termic terestru, de anomaliile structurii scoarţei şi a mantalei, de dezvoltarea crestelor oceanice, de direcţiile posibile ale curenţilor de convecţie din manta, de variaţia mişcărilor planetei ş.a.

Volumul Pămîntului este de 1,083 miliarde km³, *suprafaţa* de 510,11 milioane km², iar masa de $5{,}975 \cdot 10^{24}$ kg.

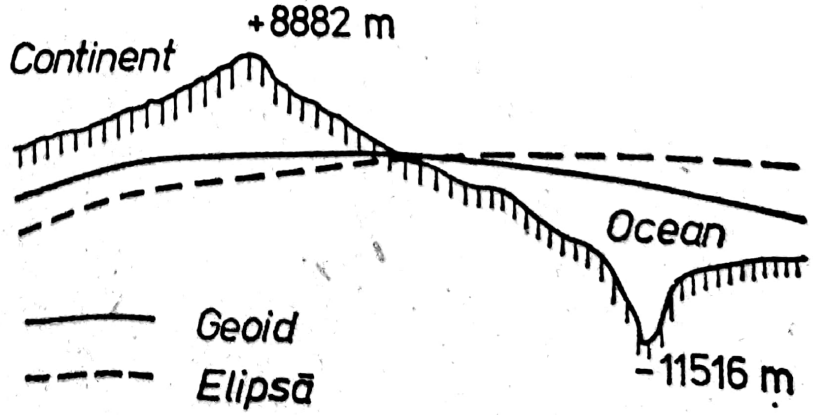


Fig. 8. Forma de geoid a Pămîntului.

Scanned with OKEN Scanner

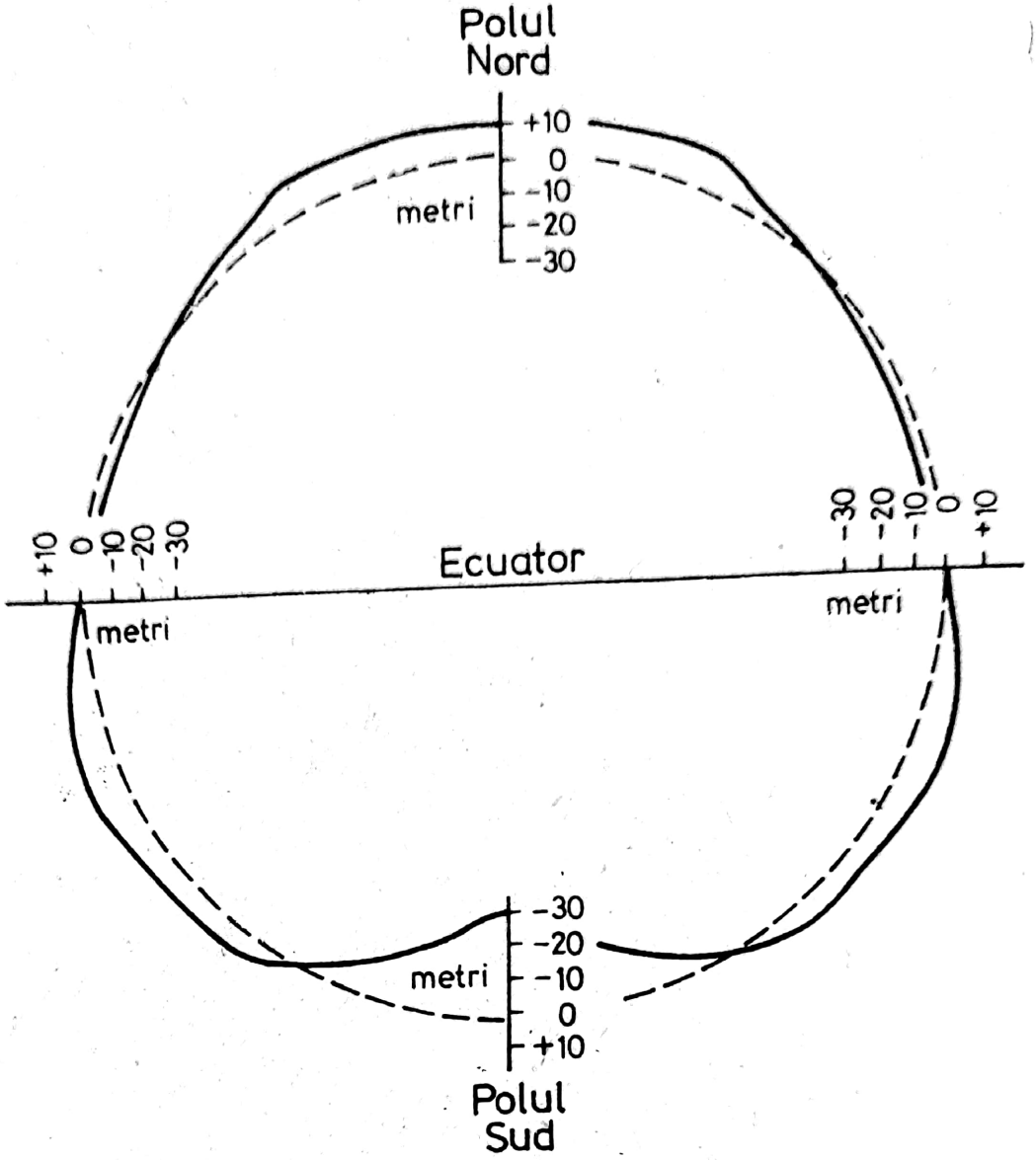


Fig. 9. Forma Pământului. Linia continuă redă forma piriformă exagerată a Pământului, iar linia întreruptă redă forma sferoidală, normală, a planetei (după H.M. Bott, 1971).

Comisia internațională de geodezie a stabilit următoarele valori pentru alte dimensiuni ale Pământului:

— lungimea axei polilor	12 713,548 km
— lungimea axei ecuatoriale	12 756,320 km
— lungimea ecuatorului	40 009,594 km
— lungimea unui cerc meridian	40 009,152 km.

Densitatea medie a Pământului este de 5,517 g/cm³. A fost calculată cu ajutorul datelor obținute prin măsurători geodezice asupra dimensiunilor planetei și prin măsurarea accelerației gravității, cu ajutorul balanței de torsiune. Dată fiind densitatea medie de 2,7 a rocilor din scoarța terestră, cum și masa oceanelor și a atmosferei cu greutăți specifice

Scanned with OKEN Scanner

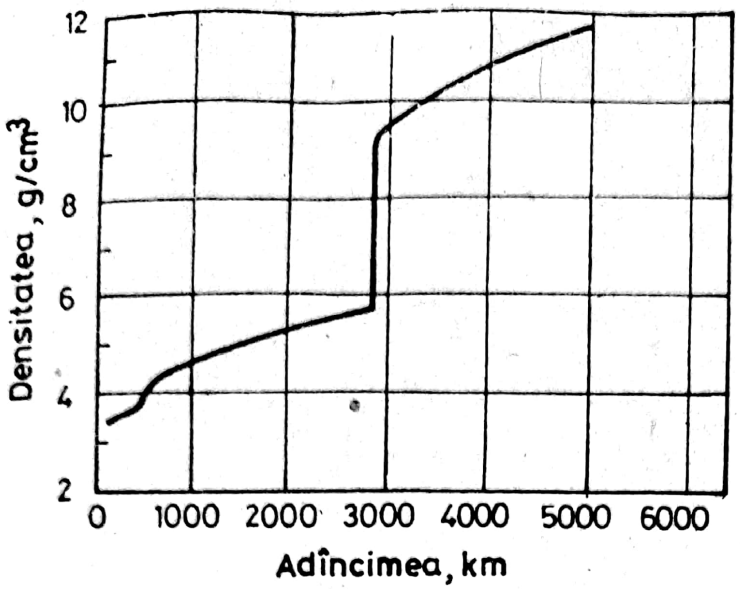


Fig. 10. Variația densității în lungul razei terestre (după K.E. Bullen, 1963, completată după Longwel și Flint).

mai mici, luînd în considerare și viteza de propagare a undelor mecanice de-a lungul razei terestre, au putut fi stabilite, zonal, densități ponderate pînă la centrul globului terestru, unde densitatea ajunge la valori peste 12 g/cm³. Diagrama variației densității în interiorul Pămîntului în lungul razei terestre este dată în fig. 10 (după *K.E.Bullen*, 1963). *Longwel* și *Flint* au redat interpretarea grafică și valorică în discontinuitatea privitoare la propagarea undelor elastice și la creșterea densității. Creșterea densității apare ca o funcție continuă pînă la suprafața de discontinuitate Wieckert-Gutenberg (2 900 km), unde se obține un salt de densitate de la 5,3 g/cm³, la 9,9 g/cm³ și de aci valoarea densității crește progresiv spre centru. Paralel cu creșterea densității crește și presiunea în interiorul globului terestru. Creșterea presiunii este o funcție continuă și atinge valori de peste 3 milioane atmosfere la centru (fig. 11).

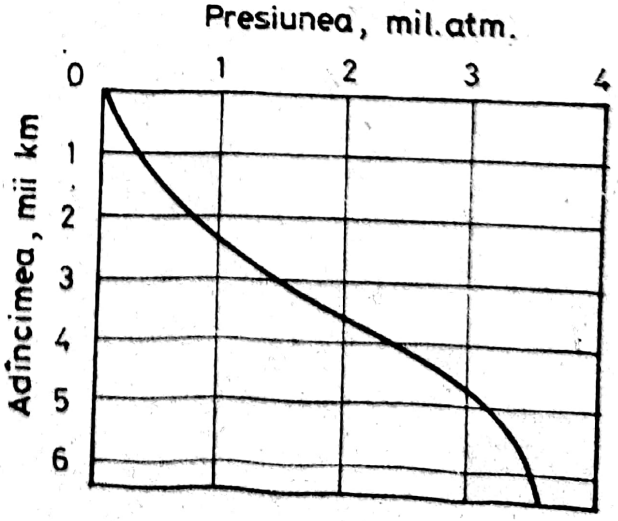


Fig. 11. Presiunea în interiorul Pămîntului.

Scanned with OKEN Scanner

Creşterea *vitezei de propagare a undelor mecanice* spre interiorul Pămîntului denotă o creştere progresivă a densităţii zonelor concentrice care alcătuiesc globul terestru. Despre zona de la baza scoarţei avem dovezile furnizate de magmatism şi vulcanism, care ajută la închegarea unor concluzii acceptabile. Asupra condiţiilor în care se află materia sub nivelul de alimentare a bazinelor magmatice nu avem nici o altă dovadă în afară de viteza de propagare a undelor mecanice (elastice, seismice). Aceste unde pot fi create în mod artificial sau se folosesc undele produse de cutremure.

Seismologii, din numărul mare de unde elastice care se propagă de la un centru teluric de vibraţie, subliniază importanţa a două feluri de unde: *unde longitudinale (P)* şi *unde transversale (S)*. Viteza de propagare a undelor *P* este mai mare decît a undelor *S* şi este variabilă cu densitatea materiei (rocilor) străbătute. Vibraţia moleculară în cazul undelor *P*, suferă comprimări şi dilatări succesive pe direcţia propagării undelor; în cazul undelor *S*, comprimările şi dilatările se produc transversal pe direcţia de propagare.

Din studiul propagării undelor mecanice în interiorul globului terestru s-a putut trage concluzia că materia terestră este distribuită simetric în jurul nucleului intern sau chiar al centrului Pămîntului şi constituie învelişuri sferice care se acoperă unele pe altele, diferind între ele prin proprietăţile lor elastice. Învelişurile sînt separate prin „*suprafeţe de discontinuitate*“, puse în evidenţă de salturi în viteza de propagare a undelor elastice (fig. 12). Din examinarea diagramei din fig. 12 rezultă că viteza de propagare a undelor *P* şi *S* are valori de 7—8, respectiv de 3,6—4 km/s în scoarţă şi în prima zonă de discontinuitate, după care creşte pînă la adîncimea de 2 900 km, la valori de 13,6 km/s pentru undele *P* şi la circa 7 km/s pentru undele *S*. La trecerea undelor *P* din manta în nucleu, viteza lor de propagare face un salt regresiv, de la 13,6 km/s la 8 km/s, apoi o creştere continuă cu uşoare salturi la adîncimea de 5 000—5 100 km. La centru viteza de propagare a undelor *P* ajunge din nou la 11 km/s. Undele *S* se sting la adîncimea de 2 900 km, ceea ce presupune o altă stare fizică a materiei de la acest nivel, prin care undele transversale nu se propagă. Cercetările mai noi au ajutat la formularea unei imagini mai acceptabile a structurii globului terestru.

Scanned with OKEN Scanner

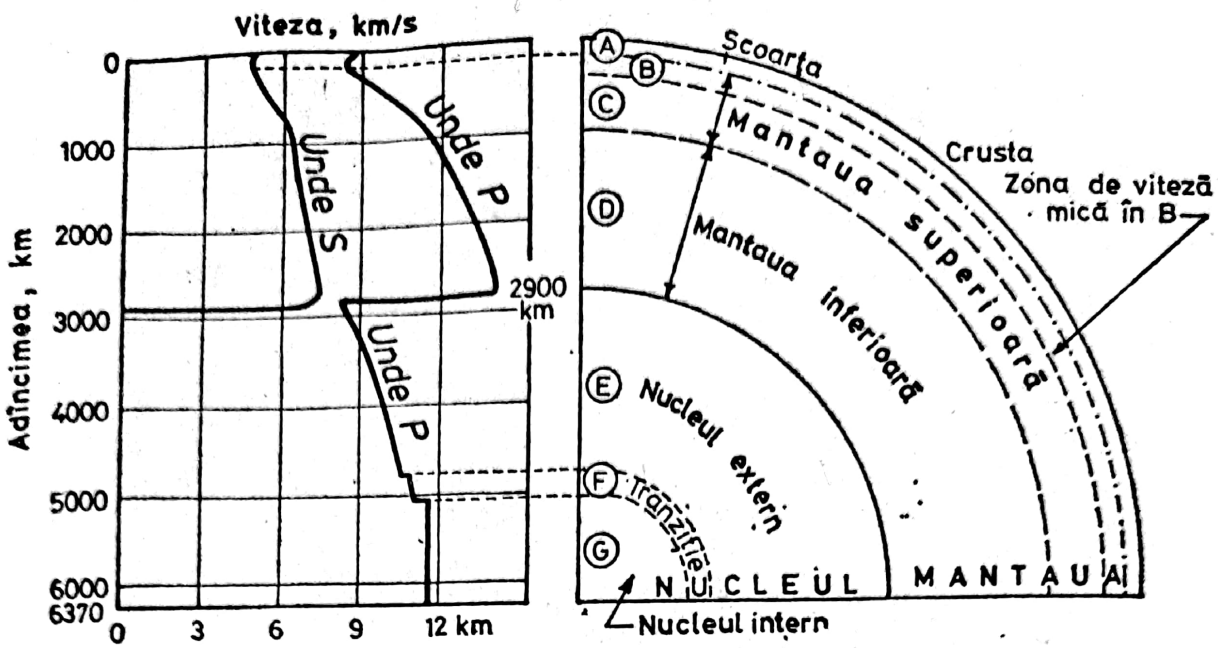


Fig. 12. Diagramele vitezelor undelor P *și* S *în lungul razei terestre și în relația cu geosferele și cu suprafețele de discontinuitate (după K.E. Bullen, 1963).*

MODELUL ACTUAL AL STRUCTURII GLOBULUI TERESTRU

Geosferele interne. Pe baza suprafețelor de discontinuitate de la limita inferioară a scoarței și de la adîncimea de aproximativ 2 900 km, interiorul globului terestru a fost împărțit în trei geosfere principale: *scoarța*, *mantaua* și *nucleul*, fig. 13.

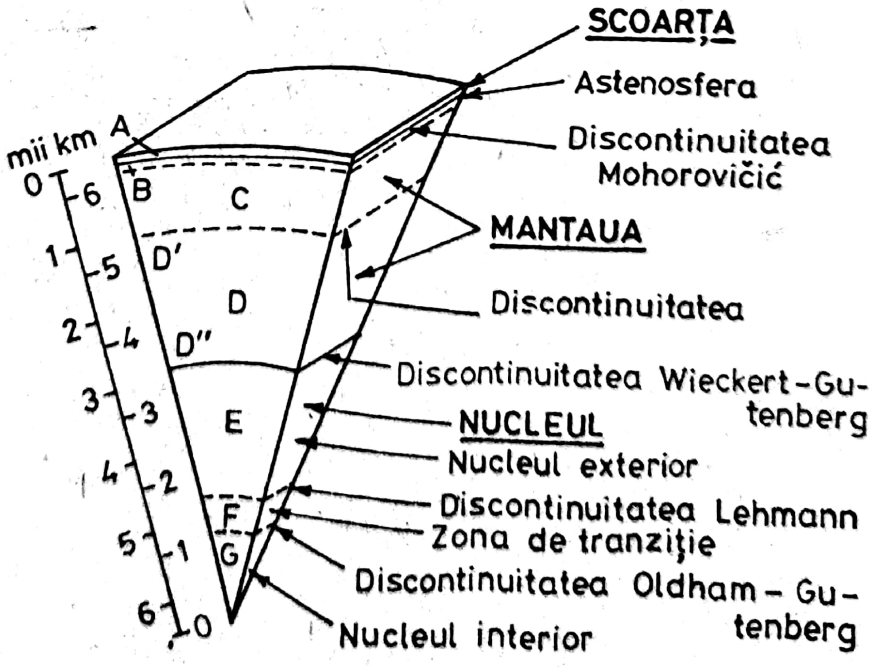


Fig. 13. Detalieri ale învelișurilor (geosferelor) de ordinul I în structura globului terestru.

Scanned with OKEN Scanner

La baza scoarței se află suprafața de *discontinuitate Mohorovičić*, de formă neregulată, de regulă cu concavități sub ariile continentale și cu convexități sub ariile oceanice. Adîncimea discontinuității Mohorovičić *(Moho)* este între 20—80 km sub continente și între 6—15 km sub oceane. Discontinuitatea de la 2 900 km, numită *Wieckert-Gutenberg*, are o formă ușor turtită prezentînd o scurtare a razei polare cu circa 9 km și o creștere a razei ecuatoriale cu 12 km.

În afara discontinuităților menționate se mai cunosc: *discontinuitatea Konrad*, în interiorul scoarței între formațiuni de tipul acid (granite, roci metamorfice) și formațiuni de tip bazic (bazalte); *discontinuitatea Byerley*, la 1 200 km; *discontinuitatea Repetti*, la 2 050 km; *discontinuitatea Lehman*, la circa 4 600 km; *discontinuitatea Oldham-Gutenberg* la 5 140 km, care separă nucleul extern de nucleul intern.

Pe baza suprafețelor de discontinuitate, învelișurile de ordinul I au fost subdivizate în învelișuri de ordinul II, notate cu literele A, B, C, D, E, F și G (tabelul 1).

Tabelul 1

Dimensiuni și caracteristici pentru învelișurile majore ale Pămîntului și ale subdiviziunilor lor, separate pînă în prezent (după A.J. Jacobs și al. 1959, sintetizat de Șt. Airinei, 1974).

Învelișul și subdiviziunile lui		Adîncimea limitei inferioare (km)	Volumul procentual	Caracterizarea generală a subdiviziunii
Scoarța	A	33[1]	0,0153	Condiții destul de eterogene
Mantaua	B	413	0,1667	Probabil destul de eterogenă
	C	984	0,2131	Faza de tranziție
	D	2 898	0,4428	Probabil destul de omogenă
Nucleul	E	4 982	0,1516	Comportament fizic de fluid omogen
	F	5 121	0,028	Faze de tranziție
	G	6 371	0,076	(Solid?)

[1] Grosimea medie a scoarței terestre.

Scanned with OKEN Scanner

Sub litosferă, de care ne vom ocupa în capitolul următor, se află o zonă superficială a mantalei superioare (exterioare), numită *astenosferă*, în grosime de aproximativ 150 km, cu un rol deosebit de important în dinamica scoarței. Asupra acesteia se va reveni. Geofizicienii au separat și în cadrul mantalei trei subdiviziuni: mantaua exterioară (B); faza de tranziție (C); mantaua interioară (D). În cadrul nucleului au fost separate alte trei subdiviziuni: E, nucleul extern; F, zona de tranziție la nucleul intern, G.

Revenind la cele trei zone principale de discontinuitate și la comportarea lor în propagarea undelor mecanice, se admite că acestea reprezintă trei zone de reacții chimic-energetice în masa planetei. În zona de reacții de la adîncimea de 2 850—2 950 km se presupune că se produc reacții primare între hidrurile metalice și oxizi ai metalelor alcaline și alcalino-teroase, cum și procese secundare la care iau parte metale (fier-metalic) și oxizi ai metalelor cu apa. Aceste procese, exotermice, duc la degajarea unei enorme cantități de energie. Față de această zonă de reacții chimice profunde, se diferențiază o zonă metalică, eventual o stare fizică metalică spre interior, în nucleu, și o masă protoplanetară în manta.

În a doua zonă de reacții, la adîncimea de aproximativ 1 000 km, la limita dintre mantaua interioară și exterioară, se presupune că domină reacțiile de hidroliză parțială a carburilor metalice (reacțiile de la pag. 47) într-o măsură mai mică a sulfurilor metalice. Diverși componenți ai substanței mantalei exterioare (superioare), în acțiunea lor chimică reciprocă, formează combinații mult mai complexe, ale căror verigi de legătură sînt apa și acidul silicic. Din cercetări de laborator (*S.A. Sukarev*, 1965), rezultă că hidroxizii metalelor, formați în astfel de condiții termodinamice și de fond geochimic, prezintă o stabilitate la temperatură ridicată și, în același timp, o volatilitate și mobilitate ridicată în prezența vaporilor de apă. Volatilitatea hidroxizilor se caracterizează prin succesiunea

$$NaOH > KOH > Ca(OH)_2 > Al(OH)_3 > H_4SiO_4 > Mg(OH)_2 > Fe(OH)_2.$$

Hidroxizii metalelor alcaline au o viteză mai mare de migrare spre suprafață.

În a treia zonă de reacții, situată în zona astenosferei, se produce hidroliza carburilor, nitrurilor, parțial a sulfurilor rămase nehidrolizate în zonele anterioare și, în reacția

Scanned with OKEN Scanner

cu SiO_2, se formează silicaţi. Condiţiile termodinamice în grosimea acestei zone permit deshidratarea unor oxizi metalici. Apa rezultată hidrolizează alţi compuşi şi dizolvă uşor silicaţii metalelor alcaline. În această zonă — bogată în oxizi, silicaţi şi apă se organizează şi spaţiile de formare a magmei. Tot aici se formează şi hidrocarburi care, după unii cercetători, ar constitui sursa din care s-ar fi putut alimenta zăcămintele de petrol şi gaze. Din această zonă se alimentează intruziunile magmatice, coşurile kimberlitice şi unele filoane metalifere.

Teorii mai vechi admiteau că materia din care este alcătuit globul terestru este dispusă după greutatea specifică a elementelor care îl compun. Din această teorie rezultă că nucleul este alcătuit din fier, nichel şi alte elemente grele. Constatăm însă că astfel de elemente, împreună cu altele şi mai grele (elemente platinice, uraniu, bariu şi altele), apar şi în scoarţă. S-a admis apoi că un alt parametru ar defini poziţia elementelor de-a lungul razei terestre şi acesta ar fi volumul atomic sau raza atomică a elementelor.

Admiţînd oricare dintre cele două ipoteze geogonice, (Kant-Laplace, cu originea Pămîntului dintr-o masă incandescentă solară sau cea a masei protoplanetare[1] cu originea în praf meteoritic), este greu să se explice o separare netă a elementelor chimice, după greutatea lor specifică, de-a lungul întregii raze terestre. Acesta ar fi un proces de o durată foarte întinsă, nesatisfăcut prin vîrsta pe care o are Pămîntul. Se admite că s-a produs o separare gravitaţională a elementelor numai pînă la adîncimea de aproximativ 2 200 km *(Kuhn şi Rittmann)*. În această zonă a mantalei s-ar fi produs şi curenţi ascendenţi, care — după sistemul flotaţiei — au adus la suprafaţă şi elemente grele. Sub adîncimea de 2 200 km, Pămîntul ar fi alcătuit din materie protoplanetară (eventual solară) supusă la comprimări foarte mari, comprimări care ar imprima materiei o stare metalică. Gradul de „metalizare“ ar creşte spre centrul nucleului terestru.

În nucleul terestru, se admite astăzi, că nu există procentual mai mult fier decît în rocile bazice (peridotit) de la baza scoarţei. Din analiza elementelor prezente în alcătuirea Terrei, rezultă că acestea sînt reprezentate prin cationi (Si^{4+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+} etc.) cu rază ionică variabilă şi anioni,

[1] O lucrare referitoare la diferenţierea materiei protoplanetare şi constituirea planetelor este „Forţele de mişcare ale dezvoltării Pămîntului şi planetelor“ de *V.V. Kezarev* (1967), Ed. Nedra, Leningrad.

Scanned with OKEN Scanner

unii cu rază ionică mare (exemplu, oxigenul cu raza ionică 1,3 Å). De-a lungul razei terestre presiunea este într-o creştere exponenţială şi, sub influenţa ei, se distruge învelişul exterior de electroni ai elementelor cu raza ionică mare, după care urmează o rearanjare a electronilor într-un spaţiu mai restrîns, ceea ce produce o creştere a greutăţii specifice în trecerea la o „fază metalică". Acest proces a putut fi demonstrat experimental. *V. Magniţki* şi *B. Davidov* au supus periclazul (MgO) la o presiune de $4 \cdot 10^{12}$ dyne/cm³ (aproximativ 4 milioane atmosfere), obţinînd un salt al desnsităţii de la 6 la 12,1 g/cm³. Posibil ca astfel de creştere a densităţii, spre centrul Pămîntului, să fie un proces legic.

Scoarţa terestră s-a format şi se va forma printr-un aport material din manta. Dacă formarea scoarţei a început în urmă cu trei miliarde de ani, atunci cantitatea actuală, evaluată la 3.10^{25} g, s-a acumulat cu o raţie anuală de 10 miliarde tone. Din masa totală a scoarţei se apreciază că numai 2% a provenit din manta în mod violent. Scoarţa ar fi deci de natură intrusivă şi nu vulcanică. Scoarţa se îmbogăţeşte din manta cu: Si, Al, O_2, Na, K, Ti, Mn, CO_2, elemente cu o viteză de migrare mai ridicată. Elementele Mg, Fe, N, P, S, al căror conţinut în manta este mai ridicat, au o viteză de migrare mai scăzută. Capacitatea de migrare a elementelor nu este dată de gradul lor de solubilitate şi nu derivă din greutatea specifică, ci din gradul lor de fuzibilitate, ceea ce rezultă şi din punctul de topire al unor silicaţi: Na_2SiO_3, la 1 089 °C; $CaSiO_3$, la 1 540°C; $FeSiO_3$, la 1 550°C; $MgSiO_3$, la 1 557°C; Al_2OSiO_2 la 1860°C.

Afluxul diferitelor substanţe în scoarţă este condiţionat şi de cantitatea de hidruri, nitruri, carburi, şi fosfuri care ajung din manta în zona de reacţii de la adîncimea de 60—200 km (astenosferă). Substanţele ajunse în scoarţă cristalizează la nivelul în care este atins punctul lor de solidificare sau precipitare: la început silicaţii greu fuzibili de Mg, Ca, Fe, Al, apoi cei ai metalelor alcaline. În alte condiţii se produc soluţii foarte concentrate (pînă la 600 g/l), care migrează şi se depun în nivele mai ridicate ale scoarţei. Soluţiile care se formează în zonele adînci ale scoarţei nu sînt rezultatul unei dizolvări în *ape vadoase*, infiltrate de la exterior, ci ele reprezintă, în întregime, un produs endogen, *juvenil*, format prin procese proprii domeniului terestru interior. Din soluţiile menţionate şi din curentul de magme ascendente se degajă vapori de

Scanned with OKEN Scanner

apă şi alte gaze care, dacă nu se opresc în diferite capcane colectoare, ajung la suprafaţă şi în atmosfera terestră.

Este necesar să prezentăm cîteva consideraţii asupra comportării apei în interiorul Pămîntului. Temperatura la care se formează apa este cea corespunzătoare unor anumite nivele din manta, nivelelor de reacţie a hidrurilor metalice cu peroxizii metalici. Apa formată în aceste condiţii se comportă ca gaz perfect pînă ajunge în nivele cu temperatura de 360—380°C (punctul critic al apei; în interiorul Terrei — nivelul critic). Numai sub acest nivel de temperatură apa trece în stare de vapori obişnuiţi, cînd sub anumite condiţii termodinamice şi chiar numai dinamice, se pot condensa şi trece în stare lichidă. Urmează starea lichidă a apei, sub 100°C, stare în care apa, cu puterea ei mare de dizolvare şi de reacţie cu unele substanţe, îndeplineşte un foarte mare rol în geochimia scoarţei, în procesele ei dinamice. Sub temperatura de zero grade, apa trecînd în stare solidă cimentează alte fragmente, le izolează de mediul chimic şi de reacţii cu alte substanţe; se creează un repaus geochimic relativ.

După *V.V. Kezarev*, sursa de apă a hidrosferei este materia planetară primară şi, aşa cum s-a arătat anterior, apa rezultă din reacţiile dintre hidruri, nitruri, carburi etc. cu peroxizi ai metalelor. Acest autor presupune că în timpul activităţii interne, din materia protoplanetară a putut rezulta o cantitate de apă egală cu de 32 de ori volumul Oceanului Planetar. Se apreciază că interiorul Pămîntului ar mai putea produce, în viitor, o cantitate de apă egală cu cea a mai multor oceane planetare.

Geosferele (învelişurile) externe. Apa ajunsă la exteriorul scoarţei terestre a ocupat zonele depresionare pe care le-a acoperit, constituind Oceanul planetar. De pe suprafaţa acestuia se ridică mari cantităţi de vapori de apă care, împreună cu vaporii de apă degajaţi prin vulcanism şi procese biotice, asigură umiditatea atmosferică. Din această sursă se asigură cantitatea de apă dulce a apelor curgătoare şi a lacurilor de pe uscat cum şi apele subterane din cuprinsul diferitelor strate ale scoarţei. O mare cantitate de apă reprezentînd 98% din apa dulce este blocată în calotele de gheaţă de la cei doi poli, în permafrost (sol şi subsol îngheţat) şi în gheţarii din ariile muntoase. Altă cantitate de apă îmbibă stratele superficiale ale scoarţei cu apă liberă, apă legată de granule, ca apă de cristalizare şi apă de constituţie în diferite minerale. Apa, la suprafaţa planetei, constituie învelişul

Scanned with OKEN Scanner

numit *hidrosferă*, angajată într-o mişcare permanentă, de pe suprafaţa oceanelor în atmosferă, apoi — prin ploi — pe continente, de unde ajunge din nou în oceane. Este circuitul planetar al apei, cu o mare contribuţie în dinamica terestră.

Urmează al doilea înveliş exterior, continuu, mobil, al scoarţei — *atmosfera* — în grosime de mii de metri, învelişul gazos care intră şi în porozitatea scoarţei terestre, cum şi în masa hidrosferei.

Atmosfera terestră s-a format printr-o acumulare constantă a gazelor provenite din zonele profunde ale planetei. Atmosfera iniţială a fost formată din metan, amoniac, bioxid de carbon, azot, vapori de apă. Aceştia din urmă prin fotoliză (descompunere sub acţiunea luminii) şi radioliză (descompunere sub acţiunea unor radiaţii din surse extraterestre şi chiar terestre) au fost descompuşi în hidrogen şi oxigen. Oxigenul a rămas în atmosferă, iar hidrogenul s-a ridicat în atmosfera înaltă sau a trecut în Cosmos, neputînd fi reţinut de forţa de gravitate terestră. Se apreciază că în prezent, vaporii de apă în atmosferă reprezintă o cantitate de $1{,}3 \cdot 10^{19}$ g.

În ce priveşte raportul dintre oxigen şi azot, acesta se menţine pînă la aproximativ 1 000 m înălţime, unde oxigenul devine predominant, probabil prin disocierea vaporilor de apă. Oxigenul a determinat intense procese de oxidare a gazelor din atmosfera iniţială, reducîndu-le la azot, bioxid de carbon şi apă:

$$4NH_3 + 3O_2 \rightarrow 2N_2 + 6H_2O,$$
$$CH_4 + 2O_2 \rightarrow CO_2 + 2H_2O.$$

Oxigenul se primeneşte prin mecanismul general de regenerare a atmosferei. Bioxidul de carbon provenit din vulcani şi cel rezultat din oxidarea metanului a fost şi este fixat în litosferă şi hidrosferă sub forma de carbonaţi şi bicarbonaţi, cum şi în corpul organismelor vegetale şi animale. Oxigenul, la scară planetară, se regenerează prin disocierea apei şi prin actul de fotosinteză.

Avînd în vedere rolul atmosferei în relaţiile Pămîntului cu Soarele şi, în general cu cosmosul, se vor prezenta cîteva date referitoare la structura şi compoziţia acestui înveliş. Pe verticală, începînd de la sol, atmosfera se diferenţiază în următoarele strate: troposferă, stratosferă, mezosferă, termosferă şi exosferă (fig. 14).

Scanned with OKEN Scanner

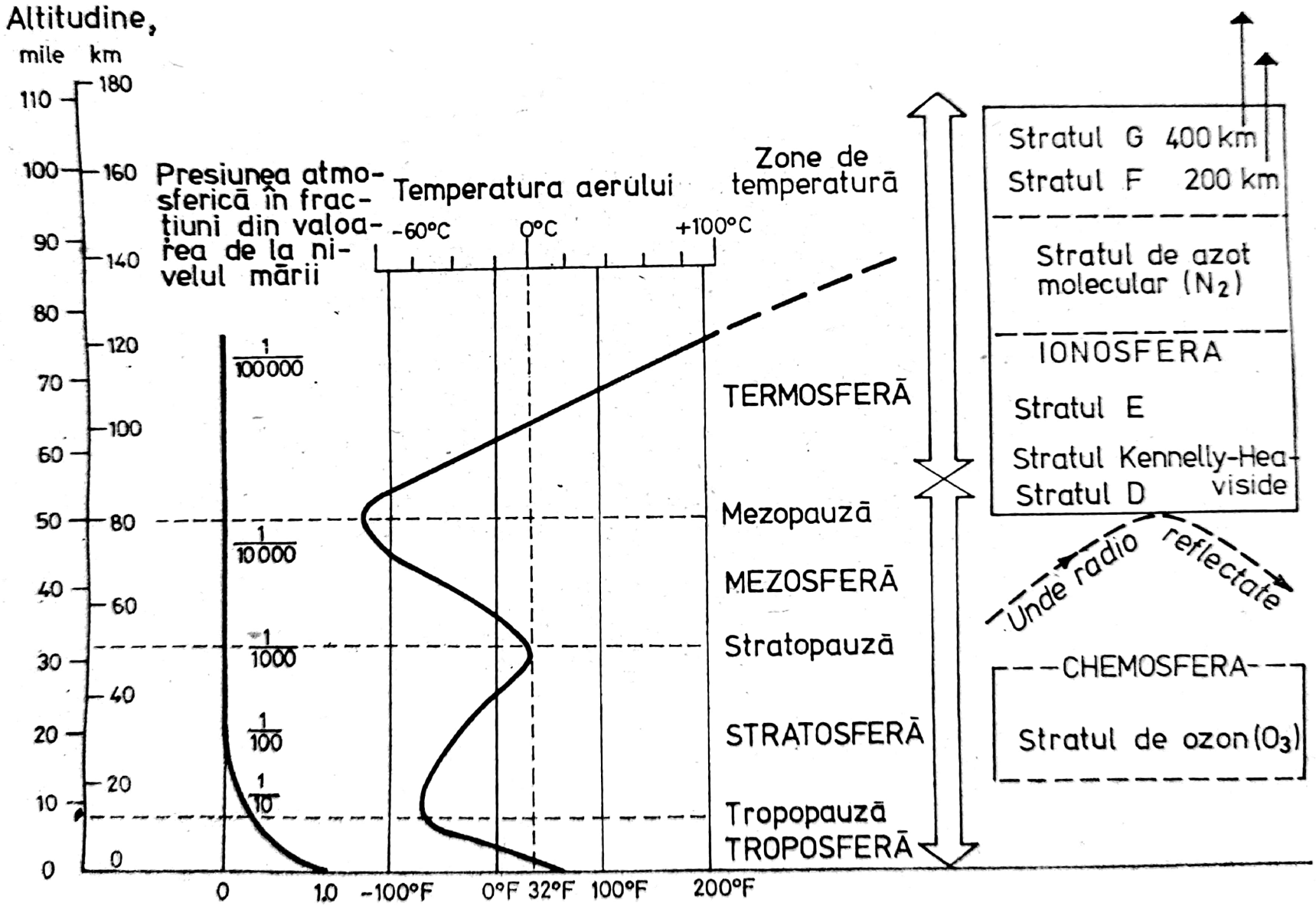


Fig. 14. Structura atmosferei (după A. Strahler, 1973).

Scanned with OKEN Scanner

Troposfera are o grosime maximă (13 km) în regiunea ecuatorială și scade spre cei doi poli, unde este de aproximativ 10 km. Este compusă din: azot, 79%; oxigen, 20%; un conținut scăzut de bioxid de carbon (sub 0,03%) și de vapori de apă. Gazele se află sub formă moleculară, într-un amestec uniform. În atmosferă se mai află praf (pulberi), spori, bacterii, polen, fragmente organice.

În troposferă se produc fenomenele meteorologice cunoscute. Prin acțiunile ei mecanice și chimice, troposfera participă la dinamica de suprafață a scoarței terestre.

Următoarele două strate — stratosfera și mezosfera — se întind pînă la înălțimea de 80—100 km. Sînt prezente aceleași gaze, cu excepția bioxidului de carbon care dispare la 20—30 km și a vaporilor de apă care sînt în cantitate mult mai mică decît în troposferă.

La peste 25 km și pînă la 50 km apare ozonul, după care acest sector atmosferic a fost denumit ozonosferă. Cantitatea de ozon atmosferic, dacă ar fi comprimată la presiunea normală, ar da un strat de ozon de 3—4 mm grosime. Ozonul constituie un filtru natural pentru protecția vieții de pe Pămînt contra acțiunii dăunătoare a radiațiilor ultraviolete cu lungimea de undă sub 1 850 Å.

La înălțimea de 80 km au fost aflate urme de sodiu, iar între 100—110 km se produce trecerea oxigenului de la starea moleculară la cea atomică, sub acțiunea radiațiilor ultraviolete. Același fenomen se petrece, la înălțimea de 400 km, cu azotul. Ambele gaze disociate se ionizează (ionosferă). Între 300 și 800 km a fost constatată prezența hidrogenului în stare ionică. Procesul de ionizare se produce sub acțiunea unei bombardări continue de către radiația solară a moleculelor gazoase care pierd electroni și se transformă în ioni pozitivi de oxigen și de azot.

În grosimea ionosferei au fost identificate cîteva strate cu o densitate mai mare de ioni și electroni:

— stratul D, între 70—90 km, cel mai slab ionizat;

— stratul E, între 100—130 km, numit stratul Kenelly-Heaviside, mai ionizat în timpul zilei, neionizat în timpul nopții;

— stratul E_2, la exteriorul stratului E, este mai activ în timpul verii și mai bogat în electroni decît stratul E;

Scanned with OKEN Scanner

— stratul F_1, între 190—230 km, mai ionizat decît stratul E;

— stratul F_2, între 290—500 km, este cel mai dens în electroni. Conține ioni de oxigen și de azot. Stratele F_1 și F_2 sînt reunite în stratul F, sub denumirea de stratul lui Appleton.

Gradul de ionizare a atmosferei se intensifică pînă la furtuni ionosferice în funcție de periodicitatea activității solare. În cuprinsul ionosferei (stratele D, E și deasupra stratului F_2) apar aurorele boreale.

Exosfera se întinde pe o grosime de la 3 000 la 6 000 km. În cadrul ei, densitatea punctelor materiale este foarte scăzută; viteza lor crește foarte mult, ele putînd intra în spațiul interplanetar.

Învelișul materiei vii. Biosfera. Cel mai tînăr înveliș al Pămîntului este cel al viețuitoarelor, înveliș cu o vîrstă de 2,5—3 miliarde de ani. Prin constituirea celulei vii, dinamica terestră a atins cel mai înalt grad de evoluție și organizare, celula fiind sediul metabolismului, iar fiziologia celulelor unui organism este nu numai suma fiziologiei tuturor celulelor ci și trecerea lor într-un alt sistem, pe un plan superior de organizare. În cele din urmă apare un metabolism al componenților biosferei, cu o strictă dependență simbiotică între ei și cu o dependență strînsă de substratul nutriției minerale a mediului fizic.

Începutul viețuitoarelor trebuie căutat în reacțiile dintre gazele atmosferei primitive și apa în care au fost dizolvate. În măsura în care organismele vii au evoluat, acestea s-au adaptat mediului de viață, care s-a lărgit sub presiunea puternică a vieții (autoreproducere, expansiune, modificări în comportament, evoluție). Materia vie de pe Pămînt și, eventual, de pe alte planete ale Metagalaxiei, precedată de întreaga evoluție a substanței universale și-a găsit aci, pe mica noastră planetă o înaltă organizare, culminînd cu creierul omului.

Biosfera, din produs geologic și geochimic, în toată durata și evoluția ei, s-a transformat într-un factor geologic, intervenind substanțial în circuitul materiei terestre, în formarea atmosferei actuale, în purificarea apei oceanice, în dinamica scoarței terestre.

Scanned with OKEN Scanner

Relaţiile fizice ale Pămîntului cu Cosmosul au fost stabilite de la începutul planetogenezei, prin forţele electromagnetice exercitate de către Soare în spaţiul din jurul lui, forţe care au fost hotărîtoare în formarea planetelor şi care continuă să se exercite. Se presupune că în jurul Soarelui a existat un nor gazos, ionizat prin radiaţia solară. Masele gazoase ionizate au fost ţinute la o anumită distanţă faţă de Soare, distanţă care corespunde cu poziţia actuală a planetelor. Dependenţa planetelor faţă de Soare rezultă din poziţia lor în planul ecuatorial solar, de mişcarea lor de revoluţie şi de rotaţie în acelaşi sens, afară de planeta Uran care are o mişcare de rotaţie inversă.

Atracţia gravitaţională terestră se manifestă din interiorul Pămîntului pînă la înălţimi în care corpurile nu mai sînt atrase. Spaţiul în care se manifestă atracţia gravitaţională se numeşte *gravisferă*. În acest spaţiu, influenţa gravitaţională terestră este predominantă faţă de cîmpurile gravitaţionale din Cosmos, provocate de Lună, de alte planete, de Soare şi galaxie. Din cercetările mai recente, rezultă că forma spaţiului de influenţă gravitaţională este cea de cardioid gigant. Intensitatea cîmpului gravitaţional terestru este variabilă în orice punct de pe suprafaţa Pămîntului, în raport cu mişcarea satelitului natural. Pe baza relaţiei cîmpului gravitaţional dintre planeta noastră şi satelitul natural, a fost considerat un cîmp fizic unic, *Pămînt-Lună*, dar nu ca două corpuri separate, ci ca o planetă dublă, în al cărei echilibru gravitaţional Soarele apare ca element perturbator. Luna provoacă fenomenele de flux şi reflux, atît în hidrosferă, cît şi în scoarţă. Urmarea este încetinirea treptată a mişcării de rotaţie şi variaţia ei în cursul timpului. Perturbaţiile produse de atracţia lunară asupra Pămîntului sînt de două ori mai mari decît cele produse de atracţia de către Soare.

Există un cîmp gravitaţional galactic şi unul cosmic, care se compune din multitudinea forţelor de atracţie ale tuturor corpurilor cosmice. Acest cîmp este diferit ca intensitate pentru diversele zone ale spaţiului galactic sau cosmic şi reflectă caracterul neuniform al repartizării materiei în Univers.

Intensitatea gravitaţiei este variabilă pe suprafaţa terestră, fiind mai ridicată la poli decît la ecuator. În afara acestei orientări cu caracter general, cu ajutorul sateliţilor artificiali

Scanned with OKEN Scanner

au fost stabilite variații cu caracter larg regional: cinci zone cu o intensitate mai redusă a cîmpului gravitațional, care corespund cu lanțurile muntoase ale dorsalelor mediane oceanice; patru zone, cu o intensitate gravitațională mult crescută, corespunzătoare cu Europa de sud și zona Anzilor, o zonă în Africa de Sud și alta în Oc. Pacific, la NE de Australia. *S. Runcorn* (1964) presupune că zonele oceanice de minim gravitațional corespund unor zone de curenți *subcrustali* ascendenți, din care se alimentează viiturile de lavă bazaltică din rifturile situate în axa dorsalelor mediane oceanice. Zonele de creștere a intensității gravitaționale ar fi caracterizate printr-un proces invers: formarea unor curenți subcrustali descendenți, mai reci. Prin determinări gravimetrice au fost stabilite anomaliile gravimetrice locale, acestea fiind un indiciu al variației densității rocilor.

Pe baza determinărilor gravimetrice au fost construite hărți ale reliefului suprafeței Moho (din aceasta a grosimii scoarței), au putut fi trase o serie de concluzii generale despre variația și caracterul densităților în scoarță și chiar în manta. S-a reușit să se determine caracterul trecerii treptate, prin tipurile intermediare de trecere (subcontinental și suboceanic) de la soclurile continentale la scoarța oceanică.

În ce privește variația accelerației gravității *(g)* de-a lungul razei terestre, aceasta crește de la suprafață, unde este de 982 g/cm/s² și, după unele oscilații în mantaua inferioară, ajunge la 1 037 g/cm/s², la nivelul trecerii din manta în nucleu. După acest nivel valoarea *g* scade de-a lungul nucleului pînă la zero în centru (fig. 15).

Cîmpul gravitațional terestru și-a exercitat influența încă din faza protoplanetară a Pămîntului, în acumularea și așezarea materialului cosmic după greutatea specifică a ele-

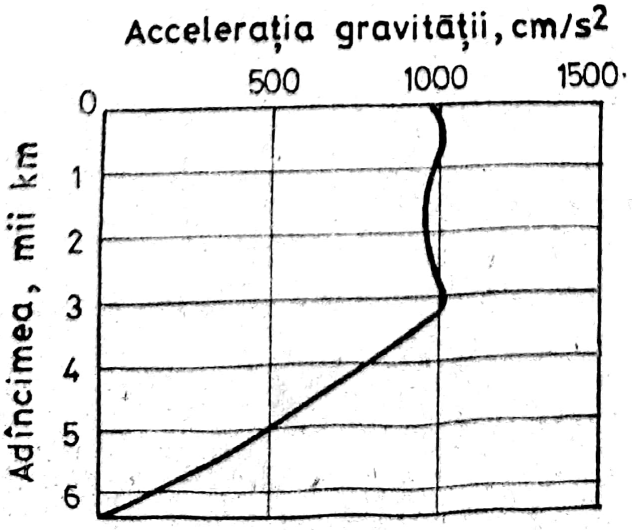


Fig. 15. Variația accelerației gravității în interiorul Pămîntului.

mentelor constitutive, din care a rezultat și structura zonară a planetei, zonele avînd, totuși, o omogenitate relativă. Forța de atracție gravitațională a imprimat materiei terestre și coeziunea necesară păstrării unui sistem unitar, de la stări fizice solide sau fluide comprimate în interiorul globului pînă la mediul rarefiat al exosferei.

Prin măsurători gravimetrice se culeg informații și asupra modului cum se echilibrează între ele diferitele blocuri ale scoarței (muntoase, platforme continentale și oceanice), asupra reliefului suprafeței Moho, cu discontinuitățile ei, asupra poziției căilor ascendente prin care scoarța se alimentează din astenosferă cu un material nou de care se leagă și o dinamică geochimică, cea a acumulării de substanțe minerale utile. Cercetarea detaliată a anomaliilor gravimetrice devine un mijloc de o și mai valoroasă investigare, atît sub raport științific cît și economic. Aparatura modernă, cu gravimetrele cu înregistrare continuă, cu care sînt dotate stațiile fixe și cele mobile, asigură înregistrarea unor informații mai bogate și mai controlate. Se vor putea, deci, aprecia, cu alt temei structurile geologice și potențialul acestora, ceea ce va ușura și prognoza economic-minieră a unei regiuni.

Magnetismul terestru sau *geomagnetismul* se exercită într-un spațiu numit *magnetosferă*, de forma unui elipsoid asimetric, mult mai dezvoltat în partea opusă incidenței solare.

În cîmpul magnetic terestru, o busolă de declinație (cu oscilația într-un plan orizontal), va lua o poziție nord-sud, după meridianul magnetic (diferit de meridianul geografic), ceea ce face ca axa polilor magnetici să fie diferită de axa polilor geografici; o buclă de înclinație magnetică (cu oscilația într-un plan vertical) ne va ajuta la trasarea, pe glob, a cercurilor paralele magnetice (formate, fiecare, prin unirea punctelor cu valoare egală a înclinației).

Polul nord magnetic are magnetism negativ, iar cel sudic are magnetism pozitiv. Axa polilor magnetici este înclinată față de axa de rotație terestră cu 11,5 grade și străbate globul terestru la o distanță de circa 1 000 km de centrul acestuia. Ecuatorul magnetic descrie pe suprafața terestră o linie neregulată și nu un cerc identic cu ecuatorul geografic (fig. 16)

După datele obținute cu ajutorul sateliților artificiali, magnetosfera cuprinde un spațiu pe o distanță de 10 ori raza terestră. Forma ei este cea din fig. 5. Cîmpul magnetic al Pămîntului este cuprins în cîmpul magnetic al siste-

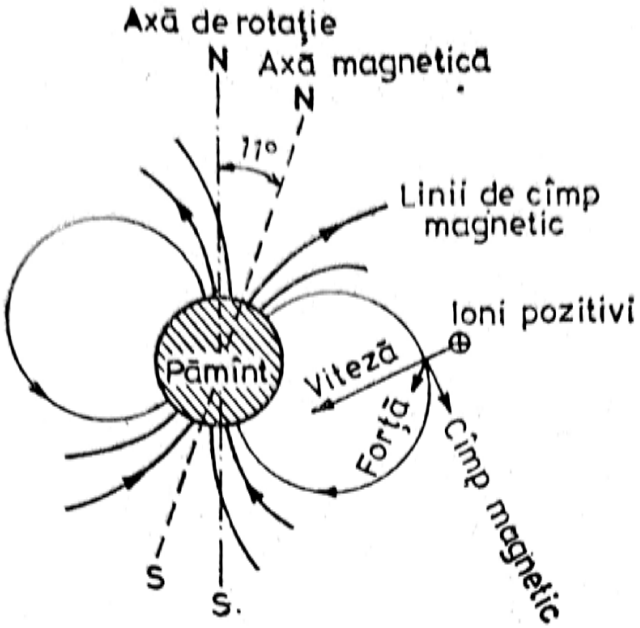


Fig. 16. Polii magnetici ai Pămîntului.

mului solar, care a fost descifrat cu ajutorul sateliţilor artificiali şi al staţiilor cosmice interplanetare. Structura cîmpului magnetic solar, conform datelor recente, este zonară sau fibroasă: alternează zone ale cîmpului, cu orientări antiparalele separate prin spaţii sau zone cu cîmp magnetic zero. Forma exterioară a magnetosferei este variabilă: se schimbă întruna, ca formă şi forţă, prezentînd mai accentuat, periodic, particularitatea „trenei" sau a „cozii", ce se formează sub influenţa „vîntului solar". Sub acţiunea vîntului solar, magnetosfera se răsfrînge în partea din care „bate" vîntul solar şi se dezvoltă în partea opusă. Dată fiind mişcarea de rotaţie a Pămîntului, care se face cu iuţeala rezonanţei sonore, se poate imagina schimbarea rapidă a intensităţii magnetice şi deplasarea liniilor echipotenţiale . Cîmpul magnetic terestru prezintă o asimetrie faţă de ecuatorul geomagnetic *(G. Katterfeld*, 1962). Au fost determinate anomalii continentale, între care, de o mai mare valoare este anomalia din Asia şi cea din Africa de Sud. Cu ajutorul sateliţilor, s-a putut constata că intensitatea cîmpului magnetic scade cu înălţimea în atmosferă, la 1 000 km fiind de 20 ori mai slabă decît la sol, şi că la acea înălţime anomaliile din Asia şi sudul Africii dispar.

Abaterile locale ale fluxului magnetic constituie anomalii care indică prezenţa unor substanţe feromagnetice. Prin aceasta, geomagnetismul devine un mijloc de investigaţie în cercetarea minereurilor feroase. Metodele magnetometrice se extind şi asupra altor minereuri şi roci care au o anumită susceptibilitate magnetică. Toate aceste însuşiri ale materia-

Scanned with OKEN Scanner

lelor din scoarță determină forțe magnetice aparte, care apar în mod local, suplimentar, pe fondul magnetic general al planetei. Anomalia magnetică este dată prin diferența dintre cîmpul magnetic măsurat în teren și cel calculat pentru zona respectivă.

O caracteristică a cîmpului geomagnetic este variația lui în timp, desfășurată într-o perioadă geomilenară. Au fost stabilite unele zone pe Pămînt în care se produc schimbări rapide ale intensității cîmpului magnetic, ca majorări sau reduceri.

Din comparația hărților privitoare la cîmpul magnetic continental, elaborate la diferite epoci, rezultă o derivă vestică a cîmpului magnetic, care este de circa 0°18′ într-un an *(E. Bullard)*. Unii cercetători au observat o relație condițională între mărimea variațiilor cîmpului geomagnetic și structura geologică a sectorului respectiv. Se admite că atît scoarța cît și variația cîmpului magnetic sînt sub dependența unor mecanisme de adîncime, probabil termice, care mobilizează curenții de convecție: la rîndul lor, acestea modifică și relația mantalei cu scoarța terestră. În interiorul globului terestru, nucleul se rotește mai încet decît mantaua. După E. Bullard, această decalare ar constitui sursa cîmpului geomagnetic. Ipoteza lui Bullard este cea aproape universal acceptată, deoarece ar explica nu numai cîmpul magnetizării omogene, dar și variațiile seculare, deriva vestică a cîmpului, apariția curenților, fenomenele geoelectrice ș.a.

Anomaliile magnetice, cu manifestare regională și locală s-ar datora neomogenităților magnetice din părțile superioare ale scoarței, dar aceasta ar putea reflecta și relația scoarței cu zonele mai adînci pînă în astenosferă din care se ridică magme pe marile linii de fractură. Au fost determinate anomalii nu numai în scoarță ci și în manta. Geofizicienii sovietici au stabilit peste 60 de astfel de anomalii, la adîncimi de 30—110 km. Anomaliile se întind pe dimensiuni de 200—800 km. Cauza anomaliilor se consideră a fi neomogenitatea scoarței și a mantalei superioare.

Cercetările asupra magnetismului remanent al unor roci ne arată care a fost orientarea axei geomagnetice în momentul consolidării lor, eventual în momentul sedimentării mineralelor feromagnetice. Mineralele feromagnetice cristalizate din topitura magmatică, în faza formării nucleului cristalin, s-au orientat într-un cîmp geomagnetic, la fel mineralele depuse dintr-o suspensie, cum sînt mîlurile și depozitele fin

Scanned with OKEN Scanner

nisipoase. Datele de magnetism remanent, culese din formaţiuni vechi, ne dau informaţii preţioase asupra paleomagnetismului. Cu ajutorul unor astfel de date a fost descifrată deriva cîmpului magnetic (variaţia seculară) şi deplasarea polilor magnetici care a avut o amploare pînă la inversarea polilor (variaţia de sens). Variaţii de direcţie ale geomagnetismului au fost stabilite nu numai în erele geologice, ci şi în ultimele cinci secole. Aceste date au venit în sprijinul teoriei tectonicii în plăci. Se produce şi variaţie seculară a intensităţii cîmpului geomagnetic. Cîmpul magnetic a crescut între 1925 şi 1970, în emisfera nordică, în care s-a produs şi o creştere a temperaturii medii anuale. S-a constatat că în emisfera sudică procesul este invers: ambii parametri au o desfăşurare inversă. Modificările climei şi ale cîmpului magnetic au fost corelate şi în ultimele cinci secole.

Variaţia direcţiei cîmpului magnetic se crede că este legată de mişcarea de rotaţie a planetei, prin care se produce o diferenţă de mişcare între nucleu şi manta, nucleul avînd şi o magnetizare diferită de cea a mantalei. Geofizicianul *N. Medvedev* lansează ipoteza că deriva polilor magnetici ar putea fi legată de migrarea nucleului terestru a cărui poziţie nu ar corespunde cu centrul planetei.

Se susţine şi ipoteza că migrarea polilor magnetici nu ar fi o părăsire a poziţiei acestor poli, ci că prin interpretarea orientării paleomagnetismului se ajunge la deplasarea plăcilor tectonice în care vechile manifestări şi-au lăsat urmele, deci nu ar fi vorba de o deplasare a cîmpului magnetic ci a plăcilor tectonice cu materia care l-a înregistrat. În ce priveşte variaţia seculară de sens, aceasta se face brusc şi nu se ştie momentul în care are loc. Cercetările în curs vor clarifica unele aspecte care astăzi sînt în faza ipotezelor. În fig. 17 redăm poziţiile şi traseele de migraţie a polilor, după *A. Angenheimer*. Deriva cîmpului magnetic ar fi putut şi ar putea provoca cîmpuri întinse de stress în scoarţă şi ar fi putut influenţa deplasarea unor scuturi, cum este Scutul Canadian şi Scutul Baltic, cum şi rotirea Australiei (*Neirn*, 1960, *Runcorn*, 1959).

Cercetări asupra cîmpului geomagnetic au fost efectuate în zona de trecere de la structura continentală la cea oceanică în Oceanul Pacific, în Scutul Canadian, în Oceanul Indian, Oceanul Arctic, Oceanul Atlantic, pe teritoriul Europei. Au fost întocmite hărţi valoroase atît pentru zonele de uscat cît şi pentru cele oceanice. Se intensifică ridicarea mag-

Scanned with OKEN Scanner

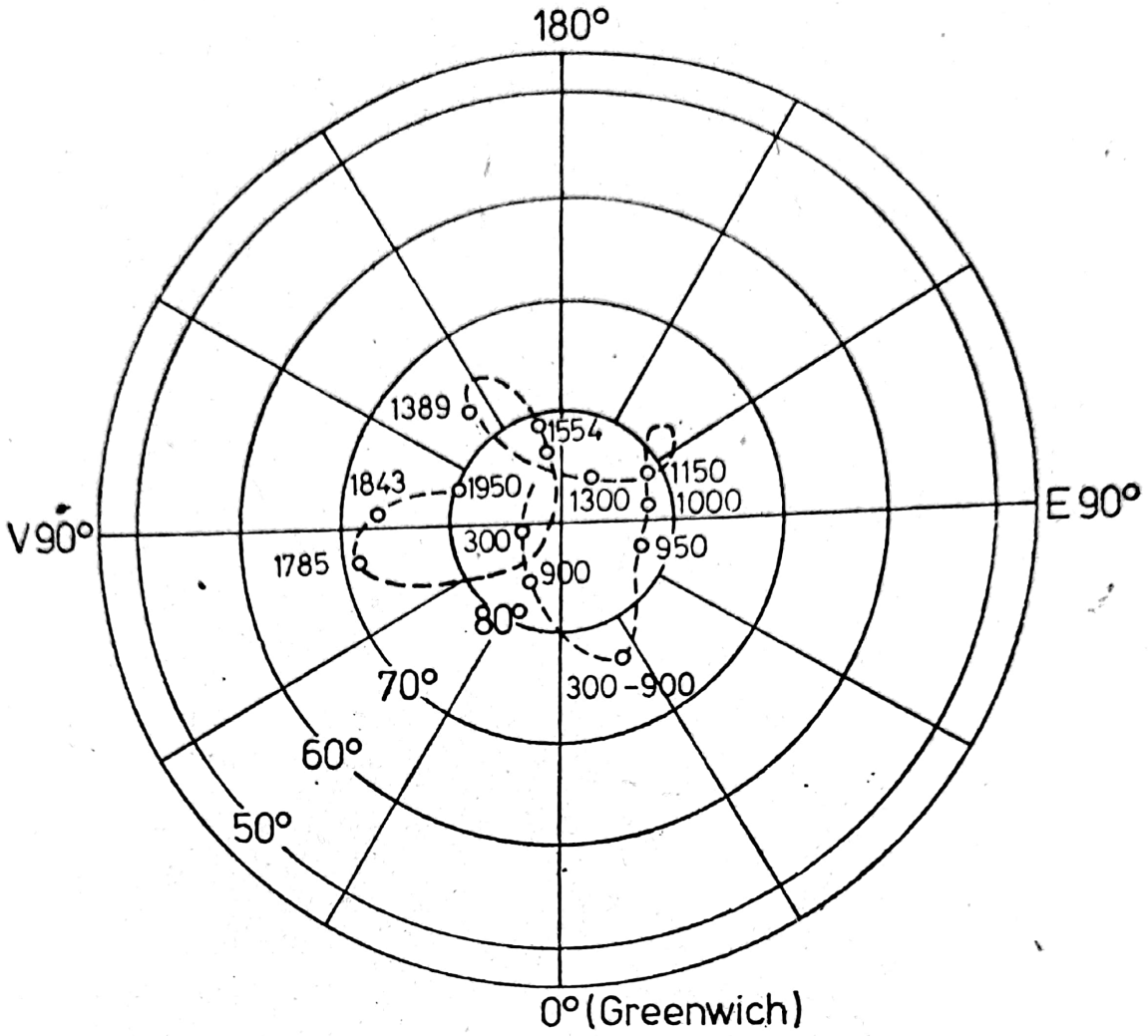


Fig. 17. Poziția polului magnetic boreal în decursul ultimilor 2 000 de ani (după A. Angenheimer).

netometrică deasupra zonelor oceanice abisale, se extinde cercetarea asupra unor teritorii prea puțin investigate și se detaliază cercetările. Se consideră că studiul cîmpului magnetic terestru este cu totul insuficient cu toate că un proiect pentru studiul magnetosferei s-a desfășurat între 1976—1978. Acest proiect, intitulat *Araks*, are ca obiect injectarea de electroni în magnetosferă și ionosferă, cu ajutorul unui tun de 15 kW, de pe o rachetă. Urmărește provocarea artificială a aurorelor boreale. Cîmpul magnetic se presupune că este generat de starea fizică specială de la nivelul 2 850—2 950 km și de nucleul extern. Alt orizont care ar putea genera cîmpul magnetic este cel al curenților de convecție din mantaua superioară. Mai nou se admite că în „condiția de stare" a nucleului exterior (prin care nu se propagă undele *S*) iau naștere curenți de convecție în care se produc uriașe mișcări ale materiei, proces în care se produc curenți termoelectrici

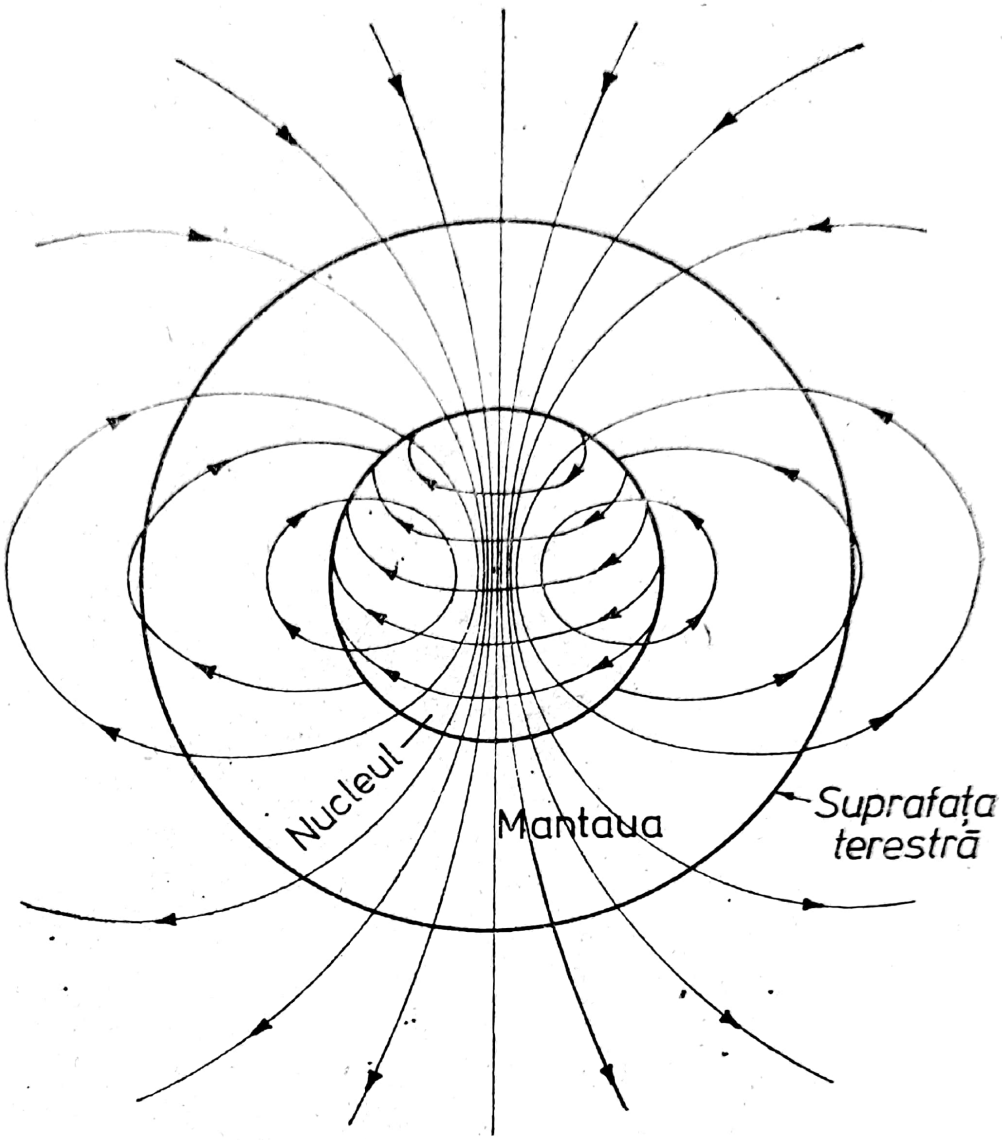


Fig. 18. Schema curenților electrici din nucleul terestru. Ilustrează „ipoteza dinamo-ului" pentru explicarea geomagnetismului (după S.K. Runcorn).

de energii mari care, la rîndul lor, produc cîmpul magnetic (fig. 18). Această ipoteză a „dinamo"-ului ar susține permanența cîmpului geomagnetic și influența lui în formarea centurilor de radiații din exosferă, cum și funcționarea ionosferei, sisteme filtru pentru protecția vieții de pe Pămînt.

O îmbunătățire în investigația globului terestru s-a realizat deja prin folosirea magnetometrului cu precesie protonică, cu înregistrare continuă a geomagnetismului. Cercetările în continuare vor da posibilitatea să se contureze cîmpurile principale cu anomalii magnetice și prin aceasta să poată fi mai clar definite marile structuri ale scoarței terestre și ale mantalei superioare, cu specificul lor continental și oceanic. Vor fi mai bine definite marile fracturi ce separă di-

Scanned with OKEN Scanner

feritele blocuri sau plăci litosferice și circulația ascendentă a magmelor în rețeaua de fracturi și mai bine orientată investigația geofizică și geologică în cercetarea de substanțe utile.

Căldura proprie a Pămîntului crește de la suprafață spre interior cu o valoare medie de 1°C pentru fiecare interval de 33 m (gradient și treapta geotermică). Acești parametri au fost stabiliți cu ajutorul lucrărilor miniere, prin înregistrarea temperaturii în puțurile de foraj, în săparea tunelelor ș.a. Se presupune că în zonele mai adînci ale scoarței și mai ales în manta treapta geotermică are o valoare mult mai ridicată și că temperatura în centrul Pămîntului nu ar depăși 2500°C.

În scoarță, gradientul geotermic și treapta geotermică variază după structura geologică și după caracteristicile fizico-geografice regionale și locale. Gradientul geotermic exprimă în grade ridicarea temperaturii la o coborîre de 100 m spre interiorul Pămîntului. Valoarea acestuia este în medie de 3 grade, deci un grad la 33 m. Distanța de 33 mm este o medie a treptei geotermice.

În afara căldurii proprii, Pămîntul primește o mare cantitate de căldură de la Soare. Este așa numita căldură de origine externă a Pămîntului care pătrunde însă numai pe o mică adîncime în scoarță. Această căldură încălzește suprafața exterioară a scoarței, hidrosfera și atmosfera, încălzirea fiind maximă în zona de interferență a celor trei învelișuri (la sol, la suprafața apei și la baza atmosferei). În atmosferă, pînă la înălțimea de aproximativ trei kilometri, scăderea temperaturii este neregulată și cu variații locale. De la trei kilometri în sus, temperatura scade în medie cu 0,6°C la fiecare sută de metri. La intrarea în stratosferă, temperatura aerului are valoarea de —50°C. Începînd cu înălțimea de 11—13 km temperatura urcă din nou pînă la 30 km, unde ajunge la 50—55°C. De la 30 km în sus, temperatura scade din nou, pînă la 50 km, unde revine la —50°C. Între 50 și 80 km temperatura oscilează iar de la această înălțime de 80 km începe să urce pînă la valori de sute de grade (termosfera).

Căldura internă a avut și are un rol important în formarea scoarței terestre, influențînd și cîmpul geomagnetic. După unii cercetători, diferite condiții ale fluxului căldurii pot fi cauza deosebirii dintre structura continentelor și a fundului oceanelor. Stratul gros de apă al oceanelor favorizează păstrarea și acumularea căldurii în scoarța oceanică.

Scanned with OKEN Scanner

Starea termică a Pămîntului este variabilă cu trecerea timpului. Raportat la trecutul Pămîntului, în evaluarea fluxului termic este necesar să ne raportăm la anumite condiții presupuse în legătură cu originea Pămîntului. Starea termică actuală însă nu ne poate da un indiciu cert în legătură cu diferitele teorii geogonice. Ipoteza admisă, în trecut, că Pămîntul își „consumă" energia termică primită de la Soare și că, pe urma acestui consum, se răcește în continuu, a fost abandonată, împreună cu consecința pierderii căldurii, care ar fi scăderea volumului, urmată de contracție, un mecanism invocat între altele, pentru a explica formarea munților. Astăzi, mulți cercetători admit că Pămîntul se încălzește. În ipoteza că Pămîntul s-a format din Soare, este necesar să se admită că o parte din căldura inițială solară, cea cuprinsă în nucleu și în manta, încă nu s-a epuizat, dar, ca orice sursă de energie calorică, este supusă epuizării și dacă Pămîntul nu ar avea și alt izvor de căldură, cea primită de la Soare, ar prezenta, astăzi, un alt bilanț.

Radioactivitatea unor elemente a servit la lansarea unei noi ipoteze privitoare la energia geotermică. Elementele radioactive, printr-o dezintegrare continuă, degajează căldură și încălzesc Pămîntul. Căldura degajată din reacții radioactive și reținută în Pămînt ar fi factorul de impuls al dinamicii terestre interne. Unii fizicieni și geofizicieni au admis mai multe perioade în care Pămîntul s-a încălzit pînă la temperatura de topire a rocilor. În ce privește radioactivitatea elementelor, se admite că, în trecut, au fost radioactive alte elemente (Fe, Cl, Al) care și-au stins această capacitate, că în viitor vor fi altele decît cele de astăzi și, că, în general, elementele trec și prin faza de radioactivitate.

În prezent, părerile despre originea căldurii centrale se referă la: căldura reziduală legată de condițiile inițiale de formare a planetei (în ipoteza originii dintr-o masă astrală incandescentă); dezintegrarea radioactivă; diferențierea gravitațională cu eliberarea căldurii de cristalizare; căldura legată de acțiunea neutronilor; energia dată de iradiația cosmică etc. Măsurători mai recente arată că suprafața terestră degajă o cantitate de căldură de $2 \cdot 10^{20}$ cal/an. Este de reținut, însă, că fluxul termic terestru este de cîteva mii de ori mai slab decît fluxul termic solar, acesta din urmă fiind singurul care influențează temperatura aerului și clima.

A fost mai bine studiat fluxul termic al oceanelor, mai ales din zonele dorsalelor mediane, care au cel mai ridicat

Scanned with OKEN Scanner

flux termic. Zona de anomalie termică de pe creasta Dorsalei Medio-Atlantice are o lățime de circa 200 km; pe platoul Oceanului Pacific de 2 400 km; în Cîmpia Panonică de 300—500 km; în partea de vest a Mării Mediterane de 500—600 km, iar în Japonia 1 200 km. Direcțiile de orientare a anomaliilor sînt de-a lungul meridianelor.

Cercetările efectuate în domeniul oceanic au dus la constatarea că există o legătură între valoarea fluxului termic și structura geologico-geomorfologică. Au fost efectuate cercetări în toate oceanele. *B. Heezen* (1963) a constatat că fluxul termic al crestelor dorsale este mai ridicat decît cel al versantelor dorsalelor. Valori extrem de reduse au fost obținute în fose și în șanțurile oceanelor abisale Acapulco și Peru-Chile. Rezultatele obținute de alți cercetători în șanțul japonez (*Uyeda* și colab. 1972) în șanțul Aleutinelor *(Foster*, 1962), și în șanțul Porto Rico *(Gerard*, *Ewing* ș.a., 1962) nu au confirmat aceleași valori reduse. În ce privește Oceanul Indian, fluxul termic este foarte variabil, de la valori extrem de mari pînă aproape de zero. Valori ridicate au fost înregistrate pe creasta dorsală centrală, iar pe flancurile ei fluxul termic este coborît.

B. Heezen și alți cercetători consideră că sursa căldurii interne actuale este dezintegrarea radioactivă, dar se pune o problemă legată de neuniformitatea răspîndirii elementelor radioactive în scoarță, acestea fiind legate în deosebi de granite și de gnaise. Bazaltele oceanice au un conținut scăzut de elemente radioactive. Elementele radioactive din scoarța bazaltică de tip oceanic generează de trei ori mai puțină căldură decît cele din scoarța granitică. În acest caz, este necesar să se admită un transfer de căldură din manta, eventual din zone mai adînci. *V. Scheffer* (1964), referindu-se la fluxul termic ridicat al Cîmpiei Panonice, presupune că regiunea corespunde cu modificarea (scăderea) grosimii scoarței în acest sector. Alte cauze care ar determina salturi ale fluxului termic pot fi fracturile de adîncime.

Pentru explicarea diferențelor regionale sub raportul valorii fluxului termic, s-a emis și ipoteza că în ariile cu valori ridicate se manifestă curenți subcrustali ascendenți, iar în cele cu flux scăzut ar exista curenți descendenți. Problema fluxului termic nu a putut fi clarificată și cercetările, în acest domeniu important, continuă.

Cercetări moderne, făcute printr-o raportare statistică asupra variației fluxului și a bilanțului geotermic, au dus la

Scanned with OKEN Scanner

concluzia că ciclurile de variație a acestora se desfășoară într-o perioadă de 90 ani. *Dr. Miller*, de la Universitatea din Michigan, a putut stabili cîte o fază de încălzire de 45 ani, urmată de alta egală, de răcire: o alternanță de timp cald și uscat, cu alta de timp rece și umed. În timpul primului război mondial a fost perioada cea mai rece și mai umedă din ultimii 100 ani, după care a urmat o încălzire cu maximum în 1958. În prezent, ne aflăm într-o perioadă de răcire ușoară, care se va menține, probabil, pînă spre anul 2000. În legătură cu această problemă sînt însă necesare și alte precizări, legate de variația globală a climei terestre. O contrabalansare a acestui proces, susținut de Dr. Miller, o constituie producerea pe cale tehnică a unor cantități sporite de energie și mediul poluat cu CO și CO_2 care frînează radiația termică a Pămîntului.

În prezent, se dă o mare importanță fluxului termic terestru pentru a se cunoaște în toată manifestarea lui, în scopul folosirii energiei termice în economie. Energia geotermică este legată de anumite rezervoare din scoarță și din formațiunile de la baza ei: rezervoare de vapori uscați (cu temperatura deasupra punctului critic al apei) și rezervoare de apă caldă; formațiuni geologice stîncoase, uscate și calde, formațiuni sub presiune geologică (zone de orogeneză și metamorfism). Energia geotermică a intrat în circuitul economic în mai multe țări: Italia, Japonia, S.U.A. (California), Noua Zeelandă, Mexic, Islanda, U.R.S.S. Filipine, Ungaria, România ș.a. Primul colocviu al Organizației Națiunilor Unite în legătură cu folosirea energiei geotermice a avut loc la Pisa (Italia) în 1970, urmat de alte întruniri, în cadrul unor colaborări internaționale.

Electricitatea terestră se referă la fenomenele electrice puse în evidență în învelișurile terestre. Nu este încă dovedită existența unui cîmp geoelectric, în sensul cîmpurilor gravific și magnetic. A fost identificată existența unor curenți electrici în nucleul exterior, la contactul cu mantaua *(cîmpul potențial constant)* curenți electrici generați în scoarță *(cîmpul potențial variabil)* și curenți telurici *(cîmpul electric variabil de inducție)* din ionosferă.

Factorii care determină procesele geoelectrice ar fi: procesele termodinamice de adîncime; tensiunile de contact de la baza scoarței și din scoarță; variațiile geomagnetice legate de cutremure și de vulcanism; variațiile geomagnetice provocate de flux și reflux; procesele termoelectrice și chimico-

Scanned with OKEN Scanner

electrice din atmosferă; curenții de convecție aeriană; procesele electrice din atmosfera înaltă.

Prin curenții electrici din atmosfera înaltă, Pămîntul primește un permanent și bogat aport energetic venit de la Soare sub constanța vîntului solar. Acești curenți sînt încălzitori electrici, deoarece determină producerea unor ecrane de temperatură foarte ridicată.

Ionosfera este un gigantic generator de curenți electrici care circulă în interiorul cîmpului geomagnetic, producîndu-se o inducție electromagnetică. Prin aceasta, ionosfera este și un uriaș conductor permanent de electricitate cu o intensitate pînă la sute de mii de amperi. Curenții electrici se formează în mai multe nivele ale ionosferei, alții de-a lungul liniilor de forță ale magnetosferei.

Fizicianul *Van Allen* (S.U.A.) a reușit, în 1958, să identifice două centuri de radiații în zona ecuatorială a atmosferei înalte, la care, cercetări ulterioare au adăugat a treia centură. Particulele elementare trimise de Soare, prin vîntul solar — protoni și electroni, — intră în magnetosferă, în care se angajează într-o mișcare orientată după liniile de forță ale magnetosferei. Prima dintre aceste centuri (fig. 19), se for-

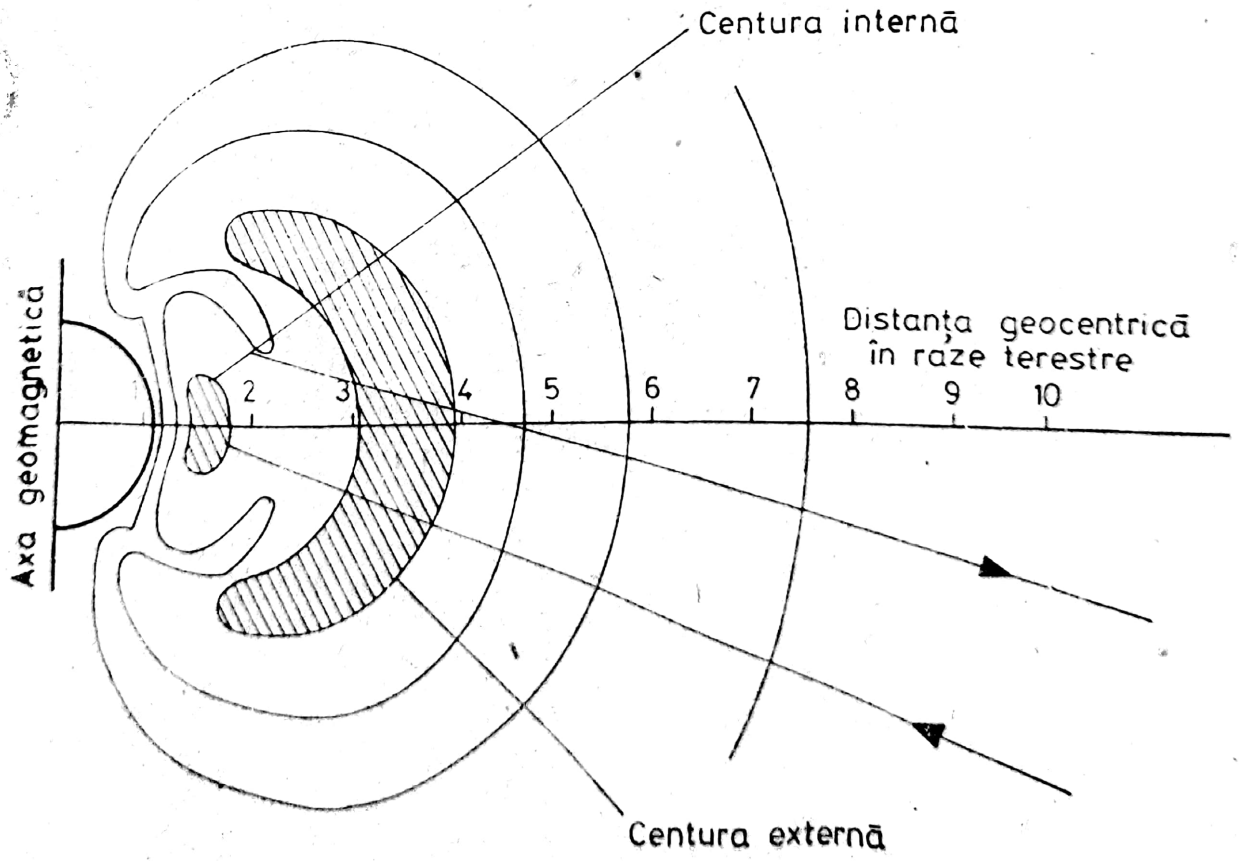


Fig. 19. Centurile de radiații Van Allen (după C. Popovici și al., 1977).

mează la altitudinea de 500 km pe fața dinspre Soare a Pământului și la 1500 km pe fața opusă, pe o grosime de 6 000 km. Este compusă din protoni cu sarcini pozitive și are o energie de peste 100 megaelectronvolți. A doua centură se află la înălțimea de 10—11 mii de km (spre Soare) și 40—60 mii km (pe partea opusă) avînd densitatea maximă la înălțimea de 20 000 km. Este alcătuită din neutroni și electroni cu energii sub valoarea de 1,5 MeV, capturați de magnetosferă din emisia corpusculară solară. A treia centură se întinde de la 55—60 mii km, la 75 mii km, pe o lățime de circa 20 000 km. Conține electroni de mare energie.

Centura interioară înconjură Pământul între latitudinea de 35° nord și sud. A doua centură este plasată deasupra latitudinii terestre de 55—65° nord și sud.

Particulele elementare provenite de la Soare și din Cosmos se angajează într-o mișcare spiralată de-a lungul liniilor de forță magnetice, din emisfera boreală în cea australă și invers, dînd naștere unor curenți alternativi cu o energie ridicată. Trecerea cosmonauților prin aceste centuri este supusă la riscuri mortale, ceea ce a impus identificarea unor coridoare deasupra regiunilor polare, în care intensitatea acestor curenți este minimă.

Mișcarea ionilor în atmosfera înaltă este orientată de cîmpul ei electric. Ionii pozitivi se deplasează în sensul creșterii cîmpului electric; ionii negativi în sens invers. De menționat că ionii negativi au o mare influență în menținerea vieții și că în lipsa lor viața se dezorganizează.

Pe suprafața globului terestru, în oceane și în partea apropiată de sol a troposferei se menține un echilibru electric între sarcinile pozitive și cele negative. În ce privește potențialul electric al atmosferei, acesta crește de la sol spre atmosfera înaltă, cu un gradient mai ridicat deasupra munților (creste muntoase) și a clădirilor înalte.

Descărcările electrice în atmosferă determină formarea unor produși azotați, direct din componenții atmosferici (azot, oxigen, apă), produși pe care apa de ploaie îi transportă pe sol. Din calcule, rezultă că fiecare trăznet produce o cantitate de 80—1 500 kg oxizi de azot și că într-un an pe întreaga suprafață a globului (uscat și ape) cade o cantitate de aproximativ 100 000 000 tone de compuși azotați.

Scanned with OKEN Scanner

Electroconductibilitatea, în masa terestră, creşte cu adîncimea, cu excepţia sectoarelor anhidre. Este mai ridicată în zonele umede, de-a lungul fracturilor, filoanelor, zăcămintelor, stratelor freatice ş.a. Conductibilitatea electrică este neuniformă în diferitele părţi ale mantalei, totuşi prezentînd o creştere continuă pînă la contactul cu nucleul. Asupra cîmpului electric al nucleului sînt numai ipoteze.

Metoda de investigaţie geoelectrică începe să intereseze cercuri tot mai largi de cercetători, fiind, alături de metoda seismică, susceptibilă să dea informaţii şi asupra zonelor adînci ale planetei. Cercetări intense asupra unor metode corespunzătoare se fac în U.R.S.S., S.U.A., Franţa, R.F. Germania, R.P. Ungară, Canada ş.a.

Din datele recoltate, *G. Fournier*, *Verd* şi *Morisson* au creat un model al secţiunii geoelectrice generalizate care redă sintetic valorile curbelor obţinute în diferite părţi ale globului. *C. Cox* (1966) a început cercetarea în domeniul oceanic prin metoda electromagnetică. A făcut ridicări pe ţărmul californian al Oceanului Pacific, unde a stabilit că electro-conductibilitatea se măreşte mult la adîncimea de 100 km.

V.A. Magniţki (1965) a stabilit o relaţie între electroconductibilitate şi temperatura din interiorul Pămîntului. Referitor la adîncimi mari în interiorul globului, conductibilitatea semiconductoare se transformă în electroconductibilitate ionică şi posibil electronică, datorită condiţiilor termodinamice şi eventual unor stări fizice speciale de la acele nivele.

Radioactivitatea naturală a planetei noastre este rezultatul unei dezintegrări naturale şi lente a unor elemente, care în faza lor de evoluţie cosmică şi telurică au emis anumite radiaţii. În ce priveşte radioactivitatea elementelor, thoriul şi uraniul sînt cele mai radioactive, datorită izotopilor cu timp de înjumătăţire foarte mare: Th^{232} de 13,9 miliarde de ani, U^{238} de 4,5 miliarde de ani. Se admite că în trecut au fost şi alte elemente radioactive (Fe, Cl, Al) a căror proprietate radioactivă s-a stins, că în viitor, vor fi radioactive şi alte elemente decît cele de astăzi şi că, în general, elementele trec şi prin faza de radioactivitate.

Rezervele în elementele radioactive, estimate în miliarde de tone în masa terestră, ar fi de : 50 000 thoriu; de 16 000 U^{238} şi de 113, U^{235}. Se consumă anual circa 20 000 tone de substanţe radioactive, proces care va menţine pe un timp îndelungat bilanţul termic al Pămîntului.

Scanned with OKEN Scanner

În prezent, aplicațiile geofizicii pentru cunoașterea Terrei au luat un avînt deosebit, atît ca extindere a cercetărilor în teritorii încă neinvestigate cît și ca grad de detaliere, ca sinteză asupra domeniilor continental și oceanic, asupra întregii planete. A fost mărit gradul de cooperare între instituții și țări, pentru îmbunătățirea metodelor și creșterea eficienței. În afara ridicărilor sub formă de hărți ale suprafeței, se elaborează hărți geofizice pe nivele de adîncime și blocuri (reprezentări tridimensionale), folosind metode complexe ale geofizicii, convergente pe probleme privind distribuirea materiei și a cîmpurilor fizice terestre.

SATELITUL NATURAL, LUNA

Cu ajutorul sateliților, al stațiilor automate și prin observații și măsurători efectuate direct de către echipajele laboratoarelor Apollo și Luna-16, Luna, satelitul natural al Pămîntului, este cel mai bine cunoscut corp din sistemul solar. Se află la distanța medie de 384 400 km față de Pămînt. Are diametrul liniar de 3 476 km, masa de $7{,}349 \cdot 10^{25}$ g (1/81,3 din masa Pămîntului). Are densitatea medie 3,34 g/cm^3. Perioada de revoluție în jurul Pămîntului este de 27,32 zile și este egală cu perioada de rotație, ceea ce face ca Luna să ne arate în tot timpul aceeași față.

Luna nu prezintă un cîmp magnetic (doar o miime din cîmpul magnetic terestru). Luna este lipsită de înveliș atmosferic, sub acest raport apropiindu-se de spațiul interplanetar. Totuși au fost puse în evidență unele surse de gaze care scapă din anumite capcane ale scoarței lunare sub acțiunea impactului cu meteoriți. Se mai eliberează și electroni, care se pierd în spațiul cosmic, neputînd fi reținuți de forța de atracție gravitațională a satelitului, forță care are o valoare de 0,165 din accelerația gravitațională terestră.

Temperatura la suprafața lunară variază între —160 și 130°C. Relieful lunar este accidentat: munți cu înălțimea pînă la 8 km; cratere și circuri cu diametrul pînă la 200 km; falii, grabene, depresiuni. Craterele sînt urme ale impactului cu meteoriții. Suprafața Lunii este acoperită cu un strat de praf în grosime de cîțiva metri (numit regolit), în care se află și fragmente de roci, de tip bazaltic, cum și fragmente ale unui aglomerat de sol lunar (brecie). Rocile conțin și

Scanned with OKEN Scanner

unele minerale neidentificate pînă în prezent pe Pămînt. Au un conținut mai ridicat de zirconiu, titan, crom, ytriu, dar mai scăzut în elemente alcaline (potasiu, sodiu, rubidiu). Se presupune că nucleul Lunei este alcătuit din peridotit și că are temperatura de 800—1000°C.

Nu este explicată problema originii Lunii. Ipoteza desprinderii Lunii din masa Pămîntului, a captării unui asteroid (planetoid) în spațiul atracției terestre, cum și cea a formării ei din același nor de particule cosmice din care s-a format Pămîntul nu au o fundamentare științifică. Se știe însă că vîrsta Lunii coincide cu cea a Pămîntului, 4—4,7 miliarde de ani.

Scanned with OKEN Scanner

CAPITOLUL 3

STRUCTURA ŞI EVOLUŢIA SCOARŢEI TERESTRE

Scoarţa este domeniul celor mai importante manifestări ale dinamicii terestre, ceea ce justifică o examinare mai amănunţită a tuturor caracteristicilor ei structurale, dinamice , cinematice. Scoarţa este sediul fenomenelor geologice, legate pe de o parte de o dinamică internă, prea puţin cunoscută în întreaga ei desfăşurare (în adîncime) şi pe de altă parte de o dinamică externă, la care contribuie învelişurile mobile, exterioare, ale planetei, puse în mişcare de către factori cosmici şi de forţa gravitaţională terestră.

COMPOZIŢIA SCOARŢEI TERESTRE

Elementele scoarţei terestre. Participarea procentuală a diferitelor elemente care compun scoarţa terestră a fost stabilită, pe baza multor analize chimice calitative şi cantitative, de către geochimişti: *F.W. Clarke* 1924; *H.S. Washington*, 1941; *A.E. Fersman*, 1934—1939; *A.S. Vinogradov*, 1944; *V.I. Vernadsky*, 1924 ş.a. Din elementele cunoscute un număr restrîns (14) constituie 99,50% din scoarţa terestră şi învelişurile exterioare. Acestea sînt următoarele: oxigen, 47,20—49,52; siliciu, 25,75—27,60; aluminiu, 7,45—8,80; fier, 4,70—5,10; calciu, 3,25—3,60; natriu, 2,40—2,54; potasiu, 2,35—2,60; magneziu, 1,94—2,35; titan, 0,58—0,61; hidrogen, 0,15—1,00; fosfor, 0,08—0,12; clor, 0,04—0,2; carbon, 0,08—0,1; sulf, 0,04—0,1. Toate celelalte elemente reprezintă, la un loc, numai 0,5% din masa scoarţei şi a învelişurilor exterioare. Procentul cu care elementele participă în compoziţia acestor învelişuri se numeşte *clark*, după numele geochimistului *Clarke*.

Scanned with OKEN Scanner

Valorile clark-urilor variază între 49,52 — pentru oxigen și $7 \cdot 10^{-16}$ — $5 \cdot 10^{-17}$ pentru radon. Elementele cu nuclei mai stabili au clarkuri mai ridicate. Clarkurile scad invers proporțional cu numărul de ordine al elementelor. Se constată că elementele cele mai răspîndite sînt cele de la începutul sistemului periodic și că, dintre acesta, cele cu număr atomic *par* reprezintă 86,36% din greutate sau 75,86% în clark atomic. Unele elemente, cu clarkuri relativ ridicate (V, Cs, Ga), se află dispersate mai uniform în scoarță; altele, deși au clarkuri scăzute (Au, Ag, Hg, Bi, ș.a.), dau totuși concentrații în scoarță uneori pînă la acumulări exploatabile economic.

Elementele apar numai în mod excepțional libere în scoarța terestră și numai în anumite condiții. În general, elementele apar în combinații diferite, sub formă de oxizi, sulfuri, silicați, carbonați, sulfați etc. Elementele hidrosferei (oxigenul și hidrogenul) sub forma lor combinată formează apa. În atmosferă, elementele în stare moleculară alcătuiesc troposfera; în stare atomică, stratosfera, în stare ionică, ionosfera.

O clasificare geochimică după frecvența elementelor în marile învelișuri ale planetei este următoarea: elemente siderofile, în interiorul globului terestru, cu greutate atomică ridicată; elemente calcofile, sub scoarță; elemente litofile, predominante în compunerea rocilor din scoarța terestră (O, Si, Fe, Al, Ca, Mg, Na, K, Ti, ș.a.); hidrofile, în hidrosferă; atmofile, în atmosferă; biofile în biosferă (C, H, O, N, S, P, Ca, Mg, Fe) și alte multe elemente în cantități extrem de reduse, cu rol de catalizatori în procesele biochimice din corpul plantelor și animalelor.

Mineralele. Compușii naturali ai diferitelor elemente, aflați în scoarța terestră, se numesc *minerale*. Acestea sînt în număr de aproximativ 2 500. Elementele cu clark-urile mai ridicate dau cele mai multe minerale, după cum urmează:

oxigenul,	cu clark atomic	58,	formează	peste	1 220	minerale
siliciul	„	„	„	20,	„	377	„
aluminiul	„	„	„	6,6	„	268	„
fierul	„	„	„	5,10	„	266	„
calciul	„	„	„	2,4	„	194	„
sodiul	„	„	„	2,4	„	100	„
titanul	„	„	„	0,25	„	30	„

Scanned with OKEN Scanner

Mineralele s-au format şi se formează în urma unor procese chimice. În locul unde se află, au provenit prin răcirea unor substanţe topite în momentul cînd, în procesul de răcire, este atins punctul lor de solidificare; prin procese de sublimare (trecerea compuşilor din starea de vapori direct în stare solidă) şi prin precipitare din soluţiile apoase, în interiorul mai de suprafaţă al scoarţei şi la suprafaţa acesteia. Acesta este modul primar de formare a mineralelor. În zona de interferenţă a scoarţei cu hidrosfera şi cu atmosfera, deci în zona de suprafaţă, mineralele primare nu se mai află în condiţiile termodinamice în care s-au format iniţial. Sub influenţa noilor condiţii de mediu, ele suferă profunde transformări: disocieri, oxigenări, hidratări etc. şi dau minerale de suprafaţă (hipergene, epigene, autigene) într-un număr foarte mare.

Mineralele, după compoziţia lor, sînt:

— elemente native (Au, Ag, As, Sb, Cu, Fe, Pt, Osmiu-iridiu, Bi, S, C).

— sulfuri: de fier (pirita, pirotina, marcasita); de cupru (calcopirita, calcosina); de plumb (galena); de zind (blenda); de arsen (realgar, auripigment); de stibiu (stibină); de molibden (molibdenit); de mercur (cinabru) ş.a.;

— compuşi halogenaţi: de fluor (fluorină); de clor (sarea gemă, kerargiritul);

— oxizi: de siliciu (cuarţ, opal, calcedonie etc); de fier (magnetit, oligist, hematit ş.a.); de aluminiu (corindon, rubin, safir, hidrargillit etc); de mangan (braunit, piroluzit, hausmanit, manganit, psilomelan); de magneziu (brucit, spinel); de titan (rutil, anatas), de pămînturi rare (columbit-tantalit, perowskit, loparit, piroclor, samarskit); ai uraniului (uraninit, cleveit, nasturan) ş.a.

— săruri oxigenate: nitraţi (salpetru de Chile); carbonaţi (calcit—, $CaCo_3$, aragonit, magnezit — $MgCO_3$, dolomit — $CaMg(CO_3)_2$, siderit — $FeCO_3$, rodocrozit — $MnCO_3$, ceruzit — $PbCO_3$, malachit — Cu_2CO_3). $(OH)_2$, azurit ($Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$);

— sulfaţi: baritină — ($BaSO_4$); celestină — ($SrSO_4$); anglezit $PbSO_4$); anhidrit — $CaSO_4$; gips — $CaSO_4+2\ H_2O$; mirabilit $Na_2SO_4\ 10\ H_2O$; polihalit — $K_2MgCa\ (SO_4)_4\ 2\ H_2O$; kainit $KMg\ (SO_4)Cl.3H_2O$ şi alţii, cu Al, Cr, Mo, W, fosfaţi, arseniaţi, vanadaţi, săruri de bor, mice uranifere ş.a.

Scanned with OKEN Scanner

— silicați, foarte numeroși (o treime din numărul total al speciilor de minerale), reprezentînd 75% din scoarța terestră; sînt săruri ale acizilor silicici cu diferite elemente.

Grupele de silicați mai importante sînt: *feldspații* (silicați de sodiu și de calciu, silicați de potasiu); *micele* (mica albă sau muscovitul, mica neagră sau biotitul); caolinitul, talcul, piroxenii (silicați de Ca, Na, Al, Mg, Fe, Li); amfibolii (silicați ai elementelor din constituția piroxenilor, cu o structură mai complexă, avînd în compoziția lor oxidril, uneori și fluor. Feldspații și muscovitul au culori mai deschise și caracterizează formațiuni geologice acide, semiacide și neutre. Biotitul, piroxenii și amfibolii caracterizează formațiuni bazice pînă la ultrabazice.

Pentru o cunoaștere mai detaliată a speciilor minerale, cei interesați pot să consulte lucrări speciale de *mineralogie*, printre care menționăm *G. Mastacan, Iulia Mastacan*, Mineralogie, vol. I—1975, vol. II—1976, Editura tehnică.

Mineralele în scoarța terestră rareori apar singuratice. În astfel de împrejurări, uneori, mineralele apar în forme geometrice chiar perfecte (cuarț, fluorină, baritină, pirită, stibină, calcit, ș.a.). Cel mai frecvent mineralele apar asociate. În aceste cazuri, din asocierea (parageneza) lor apar *roci* și *minereuri*. Dinamica geochimică și mediul lor de formare răspund de felul de asociere al mineralelor pe cele două direcții, pentru formarea rocilor sau a minereurilor.

Roci și minereuri. Rocile sînt asocieri de cel puțin două minerale; de regulă, numărul acestora este mai ridicat. Sînt și roci monominerale, formate dintr-un singur mineral, cum este calcarul, format din $CaCO_3$, sau sarea, din NaCl. După origine, rocile sînt endogene și exogene. Rocile endogene se formează în interiorul scoarței, de regulă dintr-un material topit, prin răcirea lentă a acestuia. În scoarță, unele roci s-au format din primele faze de consolidare a acesteia, altele din topituri mai tîrzii, numite *magme*, ajunse în scoarță din astenosferă. În continuarea vetrelor magmatice adînci și legate de acestea sînt „camerele" de alimentare a vulcanilor. Atît magmele din vetrele magmatice de adîncime, cît și lavele vulcanilor, prin răcire, suferă un proces de solidificare și dau naștere la *roci magmatice*. Procesul de formare a acestor roci are o durată la scara timpului geologic.

Scanned with OKEN Scanner

Centrele lor de cristalizare sînt mai rare; se alimentează încet cu molecule de acelaşi fel şi vor da cristale bine dezvoltate, vizibile cu ochiul liber. Din magmele mai de adîncime se vor forma roci bazice, alcătuite din minerale de culoare închisă (piroxeni, amfiboli, biotit, ş.a.). Printre rocile bazice de adîncime menţionăm gabbrourile, dunitele, peridotitele, ş.a. Din magmele oprite în parte superioară a vetrelor magmatice de adîncime (batolite), cu un conţinut mai acid, din feldspaţii potasici, din unii feldspaţi calcosodici, din cuarţ, muscovit şi alte minerale se formează rocile magmatice acide şi neutre: granit, granodiorit, diorit cu cuarţ.

În camerele magmatice de alimentare a vulcanilor, cristalizarea unor minerale începe de timpuriu, astfel că ele au atins o anumită mărime înainte de a se revărsa lavele prin craterele vulcanice. Cristalele deja formate vor fi prinse într-o masă de cristale mici, formate în lava ajunsă la suprafaţă. Astfel de roci au o structură numită *semicristalină* (cu doi timpi de cristalizare: unul în adîncime, cu cristale mari; altul de suprafaţă cu cristale mici), spre deosebire de rocile formate în adîncime, numai din cristale mari, vizibile cu ochiul liber, numite roci *holocristaline*. Cînd lava ajunsă la suprafaţă se răceşte brusc, mineralele nu mai au timp să cristalizeze; se formează roci magmatice *vitroase* (sticloase). Rocile semicristaline se grupează şi ele, exact ca şi cele holocristaline, în roci acide (riolit, dacit), semiacide (andezit cu cuarţ), neutre (andezit, trahit, porfir), bazice (bazalt, dolerit ş.a.). Compoziţia lor mineralogică este aceeaşi, diferă doar gradul de cristalizare.

În categoria rocilor de origine endogenă intră şi *rocile metamorfice*, care au structură cristalină, dar, spre deosebire de textura omogenă a rocilor magmatice, rocile metamorfice au o textură şistoasă (mineralele sînt aşezate în suprafeţe paralele, compacte, uneori foioase), putîndu-se desface după planele lor de contact. Rocile metamorfice au luat naştere din roci sedimentare şi magmatice, sub anumite condiţii termodinamice în zonele de adîncime ale scoarţei sau în zonele supuse încreţirii, deci în zonele muntoase. Cele mai compacte dintre aceste roci sînt gneisele şi eclogitele. Gneisul este format din aceleaşi minerale ca şi granitul, dar mineralele

Scanned with OKEN Scanner

lui sînt orientate paralel unele față de altele. În zonele de adîncime unde s-a format gneisul apare și granit, fără textură orientată. Se afirmă că cele mai multe acumulări granitice s-au format pe această cale și nu prin procese de separare a unor magme de adîncime. În condiții termodinamice cu valori mai scăzute, s-au format micașisturile, cu structura cristalină dar cu textura foioasă. În zonele de suprafață ale ariilor metamorfice s-au format roci cu minerale solzoase, slab cristalizate și cu structură foioasă. Acestea fac trecerea la *rocile sedimentare.*

Rocile sedimentare sînt așezate în strate. Cele mai multe sînt lipsite de structura cristalină. Sînt și roci sedimentare cristalizate (sarea, gipsul și altele). Unele roci s-au format la suprafața scoarței, din sfărîmăturile rezultate sub acțiunea mecanică a apei și a aerului. Acești agenți exteriori rod, dislocă și fragmentează în bucăți din ce în ce mai mici, de-a lungul drumului lor de circulație, blocurile, bolovanii și pietrișul provenite din scoarță. Din acest măciniș rezultă: pietriș colțuros sau rotunjit, care prin cimentare naturală formează brecii, respectiv conglomerate; nisip (de dune terestre, sau de plajă și de dune din vecinătatea mărilor și a oceanelor), care prin cimentare formează gresii. Praful și mîlurile, prin cimentare (care este mai mult o tasare, o compactizare sub presiune), formează gresii argiloase și argile. Această categorie de roci sedimentare rezultate din sfărîmături (detritus) se numesc *roci detritice.*

Unele roci sedimentare se formează prin precipitarea din apa în care au fost dizolvate mineralele lor constitutive. Sarea, gipsul, unele calcare și dolomite, calcarul depus la gura unor izvoare (travertinul, tuful calcaros), depunerile din peșteri (stalactitele și stalagmitele, draperiile din peșteri) și alte cîteva constituie grupa rocilor sedimentare de *precipitație.*

Alte roci s-au format din părțile scheletice ale plantelor și animalelor (roci calcaroase, roci silicioase ș.a.) sau din părțile moi ale acestora: cărbuni din corpul plantelor; hidrocarburi (gaze naturale, petrol, bitumen, asfalt, ozocherit) din corpul plantelor și animalelor planctonice din oceane, mări, lacuri, cursuri liniștite de apă și delte. Acestea se numesc

Scanned with OKEN Scanner

roci sedimentare de *origine organică*. În afara caracteristicii de stratificație, rocile de origine organică, ca și celelalte roci sedimentare, conțin și urme sau resturi din corpul viețuitoarelor (scoici, oase, dinți, solzi, spiculi, mulaje ale formei corpului, lemn, tipare de frunze, grăunțe, fructe, polen ș.a.). Astfel de urme se numesc *fosile*. Unele dintre acestea ajută la determinarea vîrstei relative a stratului în care se găsesc și de aceea se numesc *fosile caracteristice*. Alte fosile dau indicații asupra mediului și locului unde au trăit. Acestea sînt *fosile de facies*.

Cu studiul rocilor, sub raportul genezei, descrierii și răspîndirii se ocupă *petrologia*, care cuprinde: *petrografia* (descrierea rocilor) și *petrogeneza* (geneza rocilor).

Din asocierea mineralelor, în scoarța terestră, în condiții specifice, iau naștere și acumulări de minereuri metalifere și de minereuri nemetalifere. Asupra acestora se va reveni în capitolele următoare.

Multe dintre minerale și roci, precum și combustibilii minerali prezintă mare importanță economică, acestea stînd la baza civilizației și a progresului social. Industria pornește de la exploatarea acestor substanțe și continuă, pe diferite trepte, pînă la produsele necesare consumului zilnic. Omenirea, astăzi, este foarte preocupată și agitată chiar din cauza că multe dintre acumulările de minerale, minereuri, combustibili și roci utile s-au epuizat și, cu trecerea timpului, altor acumulări (zăcăminte) le vine rîndul la epuizare. Lucrări publicate în legătură cu cercetarea și valorificarea substanțelor minerale pot oferi cititorului o informare prețioasă.

*

În afară de substanțe minerale utile, dinamica terestră și îndeosebi cea a scoarței generează minerale, minereuri sau alte formațiuni care ne surprind prin forma, culoarea, arhitectura și îmbinarea lor. Cei care au văzut colecțiile mineralogice și petrografice ale muzeelor au putut să admire astfel

Scanned with OKEN Scanner

de comori răscolitoare care vrăjesc omul. Țara noastră este dintre cele mai bogat înzestrate cu astfel de formațiuni.

Avînd în minte imaginea teritoriului țării, cu întregul ei relief dintre cele mai armonios închegate, cu bogățiile solului, întinse de la păduri și pășuni montane, la fînețele și livezile de pomi roditori, la viile răspîndite peste coline, la aurul holdelor din cîmpii, la mozaicul de legume din lunci, la varietatea apelor din care multe domesticite, este bine să încercăm o polarizare a acestora cu bogățiile subsolului și ele de aceeași grandoare: metalul sub pădurile munților și ale reliefului submontan; cărbunele în depresiuni intramontane și perimontane; hidrocarburile sub relieful colinar, de podiș și de cîmpie. Bipolaritatea apare și sub un alt raport. Generozitatea acestui subsol (de ex. din Baia Mare și Carpații Orientali, Munții Metaliferi din Apuseni, din Banat a dat țării noastre eșantioane de o mare valoare mineralogică. Să ne gîndim la formele sub care apare aurul liber — nativ cum i se mai spune — care se pot vedea la muzeul mineralogic din Brad (cea mai bogată colecție din lume, sub raportul formelor în care apare aurul nativ, la eșantioanele rare de baritină, stibină, cinabru, pirită, cuarț, calciu etc. din zonele noastre miniere, ca să ne dăm seama de cît au produs acești munți și sub raportul frumosului. Aceste nestemate naturale produc o impresie și mai puternică atunci cînd sînt privite în locul unde s-au format. Acolo, sub pămînt, în liniștea întunericului total, unde vaporii și firul apei fierbinți, venite din structuri vulcanice, și-au lăsat povara minerală care a precipitat în golurile (geodele) filoanelor, în acele „buturi", cum le spuneau unii mineri, încărcîndu-le cu scînteieri de stele, variat și bogat colorate, într-o ambianță de vrajă sub care apar luminate de lampa minerului.

Să ne gîndim însă că frumusețile subsolului s-au format în mii și milioane de ani, că ele apar numai în golurile scoarței și că au fost recoltate prin lucrări miniere. Dar în măsura în care lucrările miniere se adîncesc, golurile subterane devin tot mai rare... Soarta mineralelor de expoziție este ușor de înțeles, fiindu-le geneza legată de geode. Concluzia este să colectăm rațional pentru ca să îmbogățim colecțiile!

Scanned with OKEN Scanner

SCOARȚĂ CONTINENTALĂ. SCOARȚĂ OCEANICĂ

Învelișul solid de la exteriorul globului terestru — scoarța — a fost diferențiat, prima dată, în scoarță continentală și scoarță oceanică de către *Beno Gutenberg*, confirmate ulterior de *J.L. Worzel* și *G.L. Schubert*.

În structura scoarței continentale se deosebesc trei tipuri petrografice principale: *sedimentar*, *granitic* la care se adaugă și rocile metamorfice și tipul *bazaltic*, fiind suprapuse în ordinea expusă, de la suprafață pînă la limita cu mantaua exterioară. Formațiunile sedimentare acoperă întreaga suprafață a Pămîntului, cu excepția unor vîrfuri înalte ale munților în care apar și roci acide de tip granitic și metamorfic. În zone muntoase mai joase, în regiuni submontane pe scuturile vechilor platforme, în falezele oceanelor și în crestele dorsale oceanice apar și formațiuni de tip bazaltic. În grosimea scoarței, între formațiunile de tip granitic și cele de tip bazaltic, în unele regiuni apare *discontinuitatea Conrad*. Față de această discontinuitate rocile de la partea exterioară au un conținut predominant din Si și Al: i s-a dat denumirea *sial*. Rocile de sub această discontinuitate sînt alcătuite în mod predominant din Si și Mg: ele au primit denumirea *sima*.

Grosimea sub care apare sedimentarul în scoarță este variabilă, de la formațiuni subțiri de ordinul metrilor pînă la grosimi de 15 000—20 000 m. La baza stivelor de sedimente și în apropierea intruziunilor magmatice, sedimentele, sub un gradient termodinamic ridicat, se metamorfozează. Granitele și rocile metamorfice ocupă o grosime de la 5 la 20—25 km. Aproximativ aceeași grosime o au și formațiunile de tip bazaltic. Diferențierea celor trei tipuri de formațiuni s-a apreciat după viteza de propagare a undelor elastice *P*: 5 km/s în pătura sedimentară; aproximativ 6 km/s în cea granitic-metamorfică și 6,5—7 km/s în pătura bazaltică. Se admite că mantaua începe la adîncimi în care viteza de propagare a undelor *P* atinge valori de 8,0—8,2 km/s, unde se găsește discontinuitatea Moho. Grosimea medie a scoarței continentale este de 35 km, putînd varia între 22 și 70 km.

În fig. 20 redăm alura discontinuității Mohorovičić, după un profil, Grenoble—Torino, în care se vede adîncimea pînă la care se întind rădăcinile Munților Alpi. Aceeași alură prezintă și Carpații Meridionali în lungul văii Oltului, pe profilul Rîmnicu Vîlcea—Blaj.

Scanned with OKEN Scanner

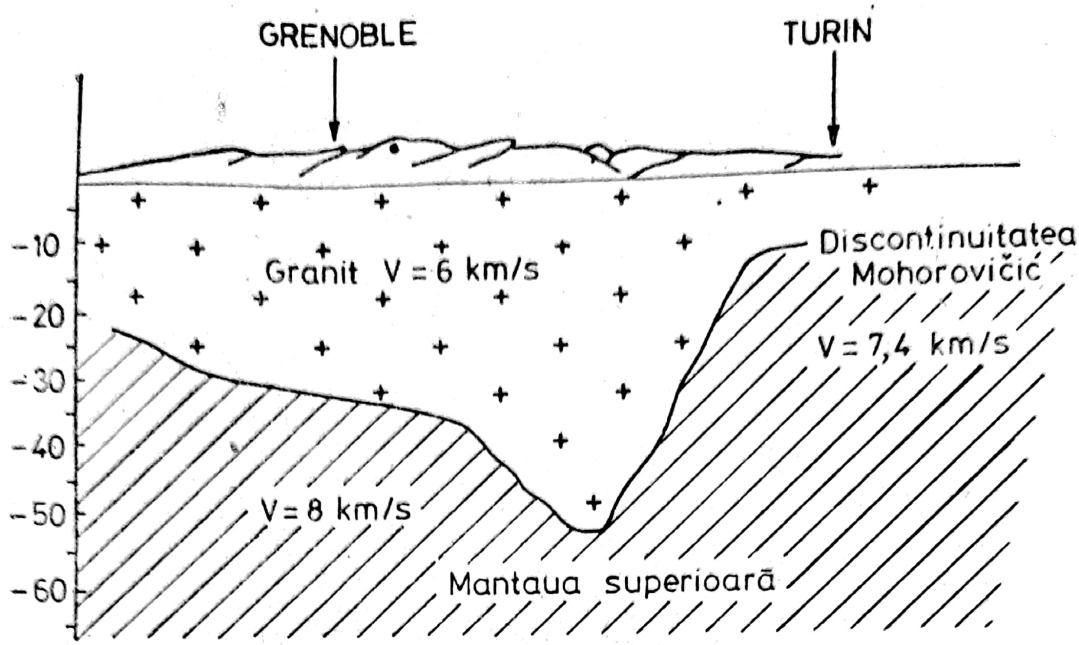


Fig. 20. Alura discontinuității Mohorovičić, după profilul geofizic Grenoble-Torino (Turin) (după H. Ponchelet, 1970).

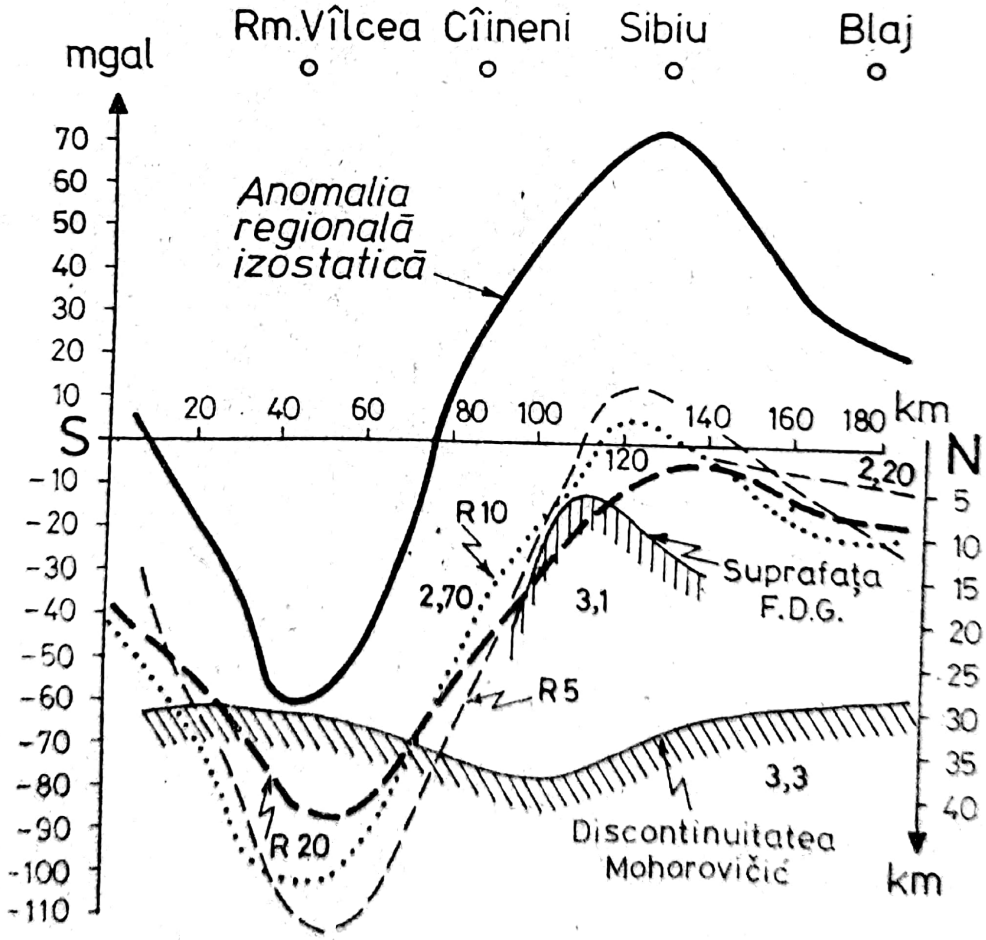
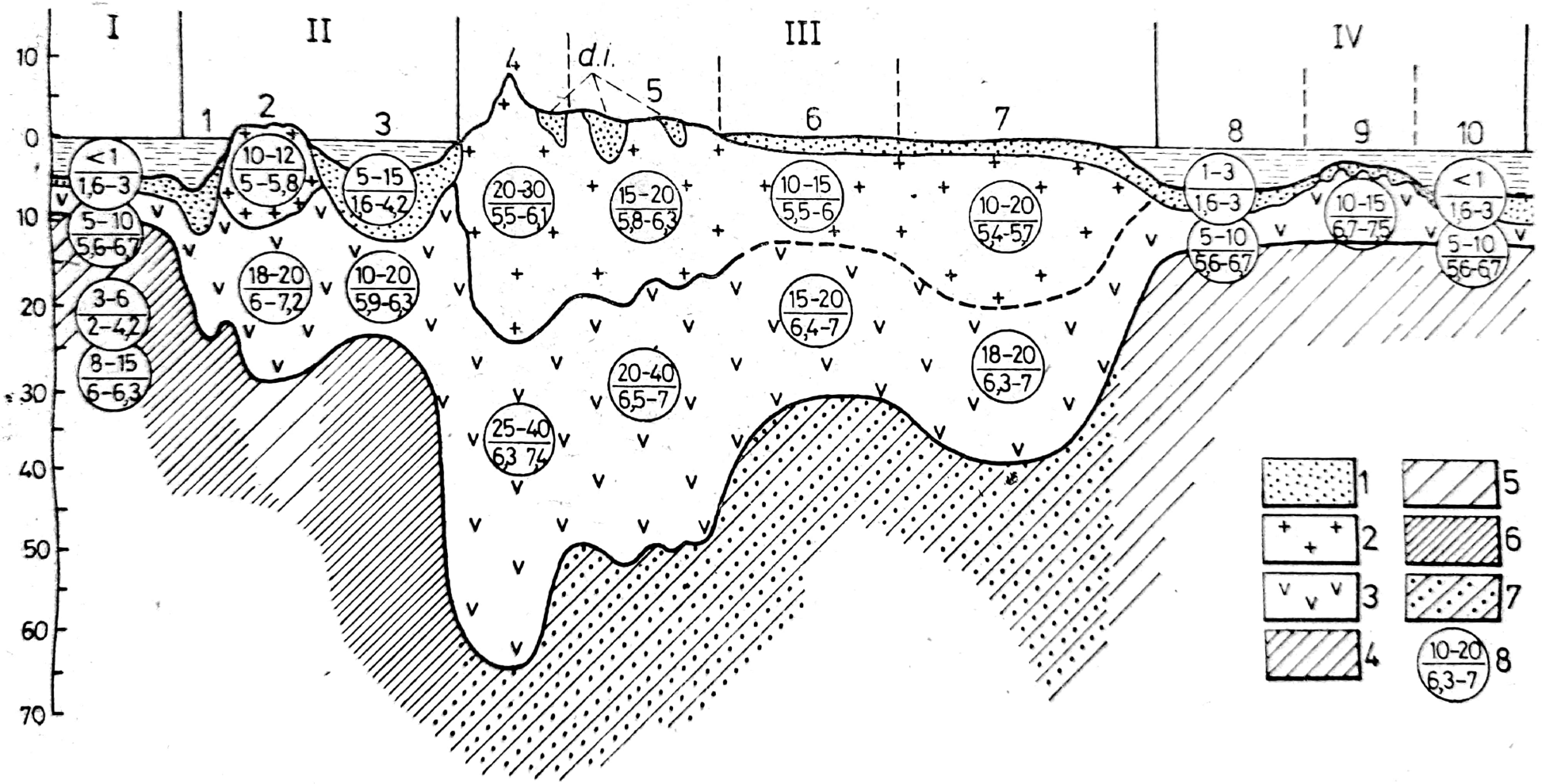


Fig. 21. Profile gravimetrice și model gravimetric al structurii scoarței terestre pentru secțiunea geologică din lungul Văii Oltului (după Șt. Airinei, 1969).

Scanned with OKEN Scanner



Scanned with OKEN Scanner

Scoarța de tip oceanic este mai subțire și mai omogen constituită. Are grosimi între 8 și 20 km. Sub fosele adînci, se estimează o grosime de 5—6 km. Este compusă din roci bazaltice acoperite cu un strat sedimentar care începe de la panta crestelor dorsal-oceanice și devine tot mai dezvoltat în spre fose, unde are grosimea cea mai mare.

Între scoarța continentală și cea oceanică se face o trecere gradată prin alte două tipuri de scoarță: subcontinental și suboceanic. Tipul subcontinental este format din platformele submerse, din structura insulelor vulcanice și a arcurilor insulare. În toate aceste formațiuni viteza undelor elastice *P* este de 6—6,5 km/s. Tipul suboceanic apare în depresiunile de la limita uscatului și în cea a mărilor interne. O altă delimitare a celor două tipuri principale de scoarță o face *M. Ewing*, care consideră că scoarța continentală coboară în oceane pînă la adîncimea de 1 800 m, iar cea oceanică începe de la adîncimea de 3 640 m. Între 1 800 și 3 640 m ar fi locul scoarței intermediare.

O imagine a tipurilor de scoarță continentală și oceanică este dată în fig. 22 după *V.E. Hain*. În afara uscatului continental, scoarță continentală au și Insulele Britanice, Islanda, Groenlanda, Sicilia, Sardinia, Madagascar, Sri Lanka Noua Guinee, Noua Zeelandă ș.a. Scoarța lor continuă sub apa mărilor sau a oceanelor printr-o platformă continentală submersă (shelf) și un povîrniș, pînă la limita cu scoarța oceanică. Astfel de insule apar ca „*minicontinente*".

← *Fig. 22. Tipurile principale de scoarță și elementele ei structurale majore (după V.E. Hain):* I — *ocean — platformă oceanică;* II — *zona de trecere la zona geosinclinală;* 1 — *șanțul cu apă adîncă;* 2 — *arcul insular;* 3 — *marea marginașă;* III — *continent:* 4 — *lanțuri de munți periferici;* 5 — *zona mobilă de post-platformă interior continentală, podiș de bloc cu depresiuni intramontane (d.i.);* 6 — *platformă continentală tînără-cîmpie;* 7 — *platformă continentală străveche, zonă terigenă și povîrniș continental.* IV — *ocean:* 8 — *platformă oceanică;* 9 — *zonă mobilă interior-oceanică;* 10 — *platformă oceanică.*
Legenda: 1 — *strat sedimentar;* 2 — *strat granitic;* 3 — *strat bazaltic;* 4 — *mantaua superioară cu compoziție peridotitică și densitate normală;* 5 — *mantaua superioară decomprimată;* 6 — *mantaua superioară cu densitate ridicată;* 7 — *mantaua superioară cu compoziție eclogitică;* 8 — *caracteristica stratelor (la numărător grosimile medii în km; la numitor vitezele undelor seismice, km/s).*

Scanned with OKEN Scanner

În opoziție cu minicontinentele sînt „minioceanele": mări cu scoarță oceanică, înconjurată de scoarță de tip continental, În această categorie intră: Marea Banda, Marea Japoniei, Marea Tasmaniei, în bazinul Oceanului Pacific.

ZONA DE TRECERE A SCOARȚEI LA MANTA

Această zonă începe cu suprafața de discontinuitate Mohorovičić, care marchează o schimbare de stare fizică și chimică a materiei, pe o grosime de 5—6 km, putînd avea un relief propriu, chiar cu discontinuități. După *R. Meissner* (1973), zona Mohorovičić este un complex format dintr-o succesiune de formațiuni subțiri în alternanță cu îngrămădiri de roci de formă lenticulară. *V.V. Belousov* admite existența la partea inferioară a scoarței, și în contact cu mantaua, a unor roci puternic metamorfozate sub care ar fi peridotite.

Complexul de deasupra astenosferei, inclusiv scoarța, constituie *litosfera*. În această concepție, litosfera este alcătuită din scoarță și partea exterioară a mantalei. Astenosfera începe la stratul de viteză redusă a undelor seismice. Grosimea astenosferei ar fi de aproximativ 100—150 km. Prin topire zonală, în astenosferă se produce magma, care se ridică în mod neuniform spre nivele mai de suprafață, iar din scoarță se desprind blocuri imense de material solid care cad în topitura magmatică a vetrelor adînci sau în materia plastică a astenosferei. La intrarea în astenosferă, undele seismice își reduc viteza de propagare, o caracteristică a mediilor fluide. Avînd în vedere că astfel de nivele în care viteza de propagare a undelor seismice au fost identificate la adîncimi diferite, se presupune că astenosfera nu e o pătură continuă, ci că este fragmentată, situată diferit sub continente și oceane, avînd între fragmente suprafețe de racord, un fel de „flexuri ale astenosferei". După *V. Magnițki* (1971) între scoarță și manta există două granițe. Prima graniță este cea care corespunde structurii petrografice, iar a doua corespunde transformării de fază. Atît una cît și cealaltă nu constituie suprafețe și plane nete de separare, ci numai stări petrografice și fizice de tranziție, care angajează anumite grosimi despre care însă nu se știe mai mult. Transformarea de fază ridică gradul de conductivitate electrică, scade viteza de propagare a undelor seismice și alimentează cu material fluid învelișul exterior, solid, al Pămîntului.

Scanned with OKEN Scanner

Astfel de transformări de fază au fost identificate și la alte nivele în interiorul mantalei cum și la contactul ei cu nucleul.

Pentru a avea un control asupra condițiilor care există la nivele adînci, au fost efectuate experimentări în laborator, folosind presiuni pînă la 100 000 atmosfere, corespunzătoare adîncimii de 300 km în interiorul globului terestru. Au putut fi produse și temperaturi de 2 100°C, corespunzătoare, aproximativ, aceleiași adîncimi. Sub un regim cumulat al acestor doi factori, au fost făcute descoperiri de o mare importanță în științele geologice, obținînd noi forme cristaline ale mineralelor, unele cu o densitate excepțională. Extrapolînd aceste rezultate în grosimea mantalei terestre nu este greu să se admită noi structuri în mantaua inferioară.

Mantaua împreună cu scoarța pot fi considerate zone solide ale globului terestru, cu posibilități locale de trecere la starea fluidă în care se organizează, mai tîrziu, vetrele adînci ale unor sisteme magmatice. Se admite că vetrele magmatice adînci apar în regiuni ale scoarței terestre caracterizate prin descărcări de presiune litostatică, aceasta ca urmare a constatărilor că sistemele magmatice și distribuția vulcanilor însoțesc regiunile muntoase și marile rupturi din scoarță.

IZOSTAZIE. ECHILIBRUL IZOSTATIC

Între crusta continentală și cea oceanică există un echilibru general planetar, al crustei, impus de legi ale mecanicii. Starea de echilibru a fost denumită *izostazie* de către *C.E. Dutton* (1841—1912), în 1889. Primele ipoteze izostatice au fost elaborate în mod separat de *Pratt* și *Airy*, în 1855. În fig. 23 este dată o schiță explicativă a ipotezei izostatice după *Airy-Heiskanen*. Suprafața de echilibru: izostatic s-ar afla la adîncimea de 113,7 km *(Pratt-Heiford)*, după datele calculate pe teritoriul Americii și la 96 km după datele culese de pe toate continentele. În fond, acest echilibru, de greutate și de presiune, apare ca o compensare, ca o ajustare a acestor doi parametri, pe o suprafață probabil la baza crustei, numită *suprafață izostatică*.

În prezent, unele sectoare sau regiuni ale suprafeței terestre sînt bine echilibrate, altele supraechilibrate și altele în curs de echilibrare. Cercetările geofizice pledează pentru o echilibrare izostatică în curs de a se realiza.

Scanned with OKEN Scanner

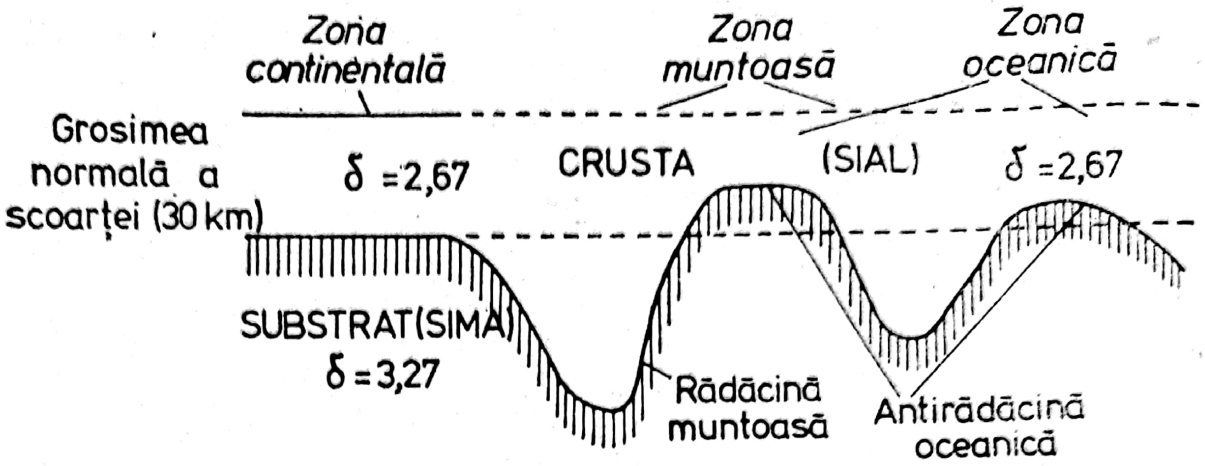


Fig. 23. Schiță explicativă a ipotezei izostatice Airy-Heiskanen (după M. Socolescu și colab. 1975).

VÎRSTA PĂMÎNTULUI DUPĂ DATELE CULESE DIN SCOARȚA TERESTRĂ

Referindu-ne la vîrsta Pămîntului, aceasta a fost stabilită pe baza proceselor de dezintegrare nucleară a unor elemente. Dar nimeni nu a aflat, pînă în prezent, blocuri sau fragmente — mai mari sau mai mici — despre care să se afirme cu toată siguranța că provin din scoarța primară a planetei. Vechimea cea mai mare a formațiunilor din scoarță a fost stabilită la circa 3,5 miliarde de ani, presupunînd că Pămîntul a avut nevoie de cel puțin un miliard de ani de evoluție pînă la formarea primei cruste definitive. În contrast cu această vechime a scoarței continentale, apare vîrsta tînără a actualei scoarțe oceanice (180—200 milioane de ani), care nu depășește vîrsta unui an galactic. Se pun multe întrebări în legătură cu evoluția globului terestru în erele geologice anterioare momentului în care a apărut actuala scoarță oceanică. Că au fost alte oceane, altfel distribuite, este posibil. Între formațiunile scoarței continentale sînt unele în a căror structură și conținut se găsesc variate urme (fosile și tipare) ale unor viețuitoare ai căror reprezentanți actuali își duc viața în mări și în oceane. Formațiunile respective, deci, prin analogie cu formațiuni actuale sau mai recente din punct de vedere geologic, arată înrudiri între viețuitoarele vechi și urmașii lor actuali, care și-au păstrat locul și mediul lor de trai.

În prezent, raportul dintre cele două tipuri principale de scoarță (continentală și oceanică) este de 30:70. Este foarte

Scanned with OKEN Scanner

greu să admitem că acest raport a existat și în trecut cînd noi știm că scoarța continentală sialică a crescut și este în creștere continuă, prin adăugarea de noi centuri muntoase la periferia scuturilor continentale vechi și prin apariția ghirlandelor de insule vulcanice în apropierea continentelor. Prin astfel de mecanisme, scoarța continentală este în creștere. Unele ipoteze susțin, dimpotrivă, că ariile uscatului nu au crescut ci au fost numai fragmentate și redistribuite. După calculele efectuate de un cercetător, actualele zone ale uscatului continental ar fi constituit un înveliș continuu, acoperind un glob terestru cu o rază de 3 446 km. Creșterea în volum a globului terestru pînă la o rază de 6 371 km a determinat o întindere a „îmbrăcămintei" exterioare a Pămîntului, a scoarței, care nu a mai putut acoperi suprafața mărită a planetei și s-a fragmentat, făcînd posibilă vehicularea continentelor în pozițiile în care se află. Creșterea volumului pămîntesc ar fi fost posibilă prin aport masiv de material meteoritic și prin o restructurare a unui material mai dens din masa Pămîntului. Admițînd că acel material inițial ar fi avut o densitate mai mare, acesta ar fi putut ajunge la actuala densitate prin creșterea razei atomice a elementelor, ceea ce ar putea explica o importantă creștere de volum.

Mai rămîn încă multe aspecte nelămurite suficient în dinamica scoarței; un material de studiu imens, care aparține unui laborator terestru tot așa de mare, de întins și de variat ca și însăși structura planetei. Răbdarea, perseverența, iscusința omului în crearea mijloacelor de cercetare și în punerea ipotezelor de lucru vor duce, în cele din urmă, la descifrarea lanțului de cauzalități și de mecanisme care dau viață dinamicii scoarței și dinamicii terestre.

Geocronologia relativă. De la începutul cercetării vîrstei Pămîntului, pe baza documentelor lăsate în filele scoarței terestre de către organismele care au trăit pe Pămînt, cercetătorii (geologi, paleontologi, biologi) au constatat că în formațiunile geologice mai vechi se află urme de viață ale unor plante și animale cu o dezvoltare inferioară, deci corespunzătoare unei prime trepte de organizare a viețuitoarelor. Acestei trepte și desfășurării ei, în timp geologic, i s-a dat denumirea de *eră paleozoică*. Peste formațiunile cu urme de viață vechi se află alte pachete sau pături de roci sedimentare care conțin urme ale unor plante și animale cu organizare mai avansată, de tipul plantelor apropiate de

Scanned with OKEN Scanner

cele actuale şi de ale claselor de animale care au precedat fauna de strămoşi ai actualelor vertebrate. Astfel de formaţiuni s-au încadrat în era mijlocie sau *era mezozoică*. În sfîrşit, şi aceste sedimente au fost acoperite de altele mai noi în care se găsesc resturi ale plantelor actuale şi strămoşii apropiaţi ai vertebratelor din zilele noastre: este vorba de era nouă, numită şi *era cainozoică* sau *neozoică*. Cu studiul formaţiunilor geologice din punct de vedere al formării, structurii, al poziţiei şi raportului lor de succesiune se ocupă o altă disciplină geologică, *stratigrafia*, care stabileşte în plus locul şi mediul în care s-au depus sedimentele, inclusiv conţinutul lor în resturi ale vieţii. În cele ce urmează dăm o scurtă caracterizare a erelor din trecutul Pămîntului, divizate după considerente privitoare la natura formaţiunilor geologice şi prin nivelul atins, în dezvoltarea lor, de către organisme.

Era arhaică. Erei arhaice i se atribuie cele mai vechi roci care s-au format în timp de aproximativ două miliarde de ani, timp în care, posibil, s-a format prima scoarţă terestră şi în care s-a trecut de la faza anhidră la cea oceanică. Rocile formate în acel timp sînt puternic metamorfozate şi nu conţin resturi de viaţă. Abia la sfîrşitul acestei îndelungate ere a apărut viaţa pe Pămînt, ceea ce se poate deduce după prezenţa şisturilor grafitoase, grafitul fiind format din conţinutul organic al rocilor sedimentare depuse în apă.

Era proterozoică a durat, aproximativ, 1,6 miliarde de ani, posibil şi mai mult, de la începutul vieţii, pînă în urmă cu circa 600 milioane de ani, cînd a început era paleozoică. Erele arhaică şi proterozoică sînt numite şi ere antecambriene sau precambriene. În Precambrian au trăit numai vieţuitoare de apă, plante unicelulare şi pluricelulare (alge), iar animalele au atins un grad de dezvoltare pînă la artropode inclusiv. Rocile formate în acest timp sînt: şisturi cristalofiliene, şisturi verzi, conglomerate, calcare dolomitice, shungit.

Au fost descrise şi rădăcini ale unor munţi formaţi în erele arhaică şi precambriană în scutul baltic, scutul canadian şi în alte părţi, munţi care s-au alăturat vechilor scuturi, mărindu-le suprafeţele. În timpul care s-a scurs, acei munţi au fost complet erodaţi. Importanţă economică prezintă marile zăcăminte de minereuri feroase, aurifere, cuprifere, formate în această eră de lungă durată.

Era paleozoică a început în urmă cu 600 milioane de ani şi a durat aproximativ 360 milioane de ani. În această eră s-au

Scanned with OKEN Scanner

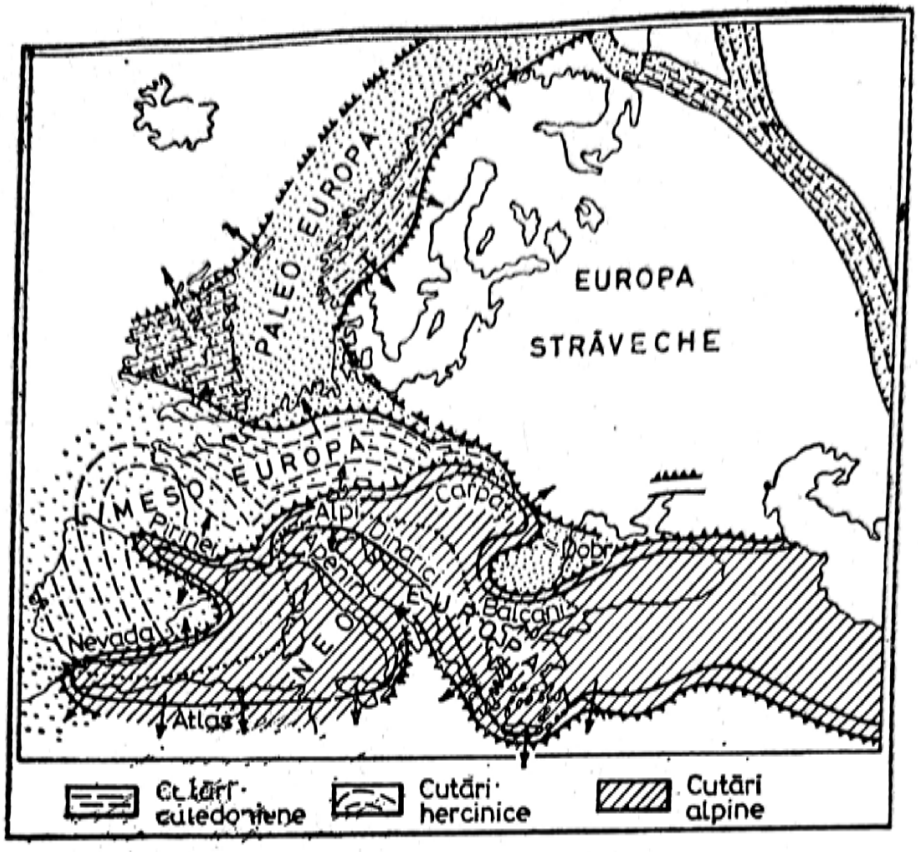


Fig. 24. Harta structurală a Europei (după H. Stille).

petrecut evenimente geologice de o mare amploare, descifrate în cele două mari blocuri ale uscatului: *Laurasia*, alcătuită din Laurenţia (scutul Americii de nord) şi Eurasia, în emisfera nordică; *Gondwana* la sud, care unea într-un singur bloc continentele emisferei sudice (fig. 40, pag 143). Cele două blocuri, mai tîrziu, au fost separate prin *Marea Tethys*. Restul suprafeţei terestre a fost acoperit de *Oceanul Planetar*, despre care se ştie prea puţin. Cercetări recente au identificat, totuşi, existenţa, în mai multe arii oceanice, a unor suprafeţe continentale, care s-au scufundat în anumite epoci.

În timpul Paleozoicului s-au produs mari încreţiri de munţi: în Paleozoicul inferior s-au format *munţii caledonici*, cunoscuţi în America de nord şi în Eurasia, în ariile de contact dintre blocul Laurasia şi Marea Tethys; *munţii hercinici*, în Paleozoicul superior cu răspîndirea în aceleaşi arii geografice, care s-au extins mai spre sud, în detrimentul Mării Tethys. În fig. 24 este dată harta structurată a Europei, în care apare succesiunea cutărilor caledoniene, hercinice (ambele în Paleozoic) şi a celor alpine (de la mijlocul Cretacicului pînă la sfîrşitul Neozoicului), sisteme de cutări prin care s-a format partea de vest, de centru şi de sud a Europei şi a Orientului Apropiat şi Mijlociu.

Scanned with OKEN Scanner

În această eră s-au format şi s-au păstrat toate categoriile de roci, cu ajutorul cărora, şi al resturilor de viaţă pe care le conţin, Paleozoicul a putut fi divizat în 6 perioade: Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian, Carbonifer şi Permian. Viaţa a evoluat mult în această eră, mai ales după extinderea ei şi pe uscat: plantele începînd din Silurian, animalele începînd din Devonian. Plantele au evoluat pînă la gimnosperme, iar animalele pînă la reptile. Ca importanţă economică menţionăm: combustibili minerali (cărbuni, petrol), minereuri, roci utile.

Era mezozoică a avut o durată de aproximativ 150 milioane de ani şi a fost divizată în trei perioade: Triasic, Jurasic şi Cretacic. A fost o eră cu mai multă linişte tectonică, după încreţirea munţilor hercinici din era precedentă. De remarcat este începutul, în Cretacic, al formării actualelor catene muntoase ale marilor lanţuri de munţi tineri, a căror evoluţie s-a desfăşurat în era următoare.

Dar evenimentul cel mai important a fost dezmembrarea celor două mari blocuri continentale şi deplasarea (deriva) continentelor înspre actualele poziţii. Procesul acesta a marcat un pas mai avansat în emisfera sudică, unde continentele s-au constituit încă în această eră. În emisfera nordică, Laurenţia mai păstra o legătură cu Eurasia, peste Atlanticul de nord.

În această eră s-au depus stive groase de roci sedimentare: calcare, gresii, conglomerate, argile ş.a. Îndeosebi se constată o mare răspîndire a calcarelor, iar în unele formaţiuni şi a combustibililor minerali. În ariile marine şi oceanice au fost puse în loc mari cantităţi de lave bazice.

Viaţa în era mezozoică este dominată de reptile, adaptate la viaţa de uscat şi la cea acvatică, cu forme foarte mari de ierbivore greoaie, de carnivore puternice; în Jurasic reptile adaptate la viaţa arboricolă cu evoluţia spre primele păsări, apărute din plin în crertacic. Înaintea păsărilor, dintr-un grup de reptile, au apărut primele mamifere, de tipul monotremelor. Plantele s-au completat cu angiosperme.

Era neozoică a avut o durată de 75 de milioane de ani. A fost divizată în trei perioade: Paleogen, Neogen şi Cuaternar. Evenimente geologice importante sînt cele începute în era mezozoică: deriva continentelor în poziţiile actuale; terminarea proceselor de încreţire a munţilor actuali şi restrîngerea Mării Tethys, din care a rămas Marea Mediterană,

Scanned with OKEN Scanner

Marea Neagră, Marea Caspică, lacuri; legat de formarea munților o bogată activitate vulcanică, un declin al climei și apariția în Cuaternar a unei intinse glaciații peste o mare parte a emisferei nordice.

Rocile din acest timp sînt vulcanite și roci sedimentare mai slab cimentate. În stiva de sedimente se află combustibili minerali: cărbuni (cărbune brun, ligniți), petrol și gaze. În ariile vulcanice s-au format multe zăcăminte de minereuri în special neferoase.

Viața în Neozoic este dominată de plantele actuale și de strămoșii mamiferelor care trăiesc în prezent. Încă de la sfîrșitul Cretacicului au dispărut reptilele mari ale Mezozoicului, cum și fauna bogată și răspîndită în toate mările a unor forme de moluște (cefalopode: amoniți și blemniți). Încă de la sfîrșitul Neogenului (din Pliocen) un grup al antropoidelor s-a detașat net și a evoluat în *Homó sapiens*, stăpîn prezent peste toată suprafața Pămîntului (pe uscat, apă, aer). După 2,5—3,0 miliarde de ani, viața a atins cea mai organizată structură: creerul și gîndirea omului.

Geocronologia absolută a ajutat la stabilirea vîrstei absolute a diferitelor formațiui geologice, pe baza timpului de înjumătățire, prin dezintegrare, a unor elemente radioactive, determinînd și cantitatea de produși existentă într-un mineral. Dintre acestea se folosesc izotopii următoarelor elemente:

— izotopii uraniului U^{238} și U^{235} cu perioada de înjumătățire de 4,5 miliarde de ani, care, prin dezintegrare, trec la Pb^{206}, respectiv Pb^{207}, izotopi cu ajutorul cărora s-a determinat vîrsta absolută a rocilor metamorfice și magmatice vechi;

— rubidiul, R^{87}, cu o perioadă de înjumătățire de 610 milioane de ani, trece la Sr^{87}; servește la determinarea vîrstei absolute a rocilor formate după sfîrșitul precambrianului;

— potasiu, K^{40}, cu o perioadă de înjumătățire de 100 milioane de ani, dă argon ^{40} și calciu^{40}; servește la determinarea vîrstei absolute a formațiunilor cu vechimea maximă în cretacic;

— carbonul, C^{14} ca o perioadă de înjumătățire de 5 570 de ani, folosit la determinarea vîrstei absolute a formațiunilor tinere, marcate și prin prezența omului.

Scanned with OKEN Scanner

Cu ajutorul izotopilor uraniului a fost determinată şi vîrsta meteoriţilor şi a rocilor lunare: 4 570—4 600 milioane de ani, aproximativ acelaşi timp de formare cu al Pămîntului.

În tabelul 2 este dată scara timpului geologic, după *A. Knopf* (1965)).

Tabelul 2

SCARA TIMPULUI GEOLOGIC

Era	Perioada		Epoca	Durata în milioane ani	Timpul, de atunci, în mil. ani
Caniozoic		Cuaternar	Recent		0,01
			Pleistocen	2	2
		Terţiar	Pliocen	8	10
			Miocen	17	27
			Oligocen	11	38
			Eocen	17	55
			Paleocen	10—15	65—70
Mezozoic		Cretacic		60—65	130
		Jurasic		50	180
		Triasic		45	225
Paleozoic		Permian		35	260
	Carbonifer	Pennsilvanian			
		Mississippian		80	350
		Devonian		65	405
		Silurian		30	435
		Ordovician		45	480
		Cambrian		70—90	550—570

Durata Precambrianului, cca 3,5 milioane ani. Precambrianul este divizat în era proterozoică şi era archeozoică.

Scanned with OKEN Scanner

CAPITOLUL 4

MARILE UNITĂȚI ALE SCOARȚEI TERESTRE. RELIEFUL TERESTRU

GENERALITĂȚI

Printr-un efort de colaborare științifică a țărilor cu capacitate tehnică și economică, prin programele de lucru lansate în cadrul „*Anului Geofizic Internațional*“ (1957), s-a trecut la o adevărată epopee pentru cunoașterea Pămîntului și a spațiului cosmic în care se găsește. A fost necesar un timp de șase ani, pînă cînd, în 1963 a început ofensiva cercetării în cadrul programului „*Mantaua superioară și influența ei asupra scoarței terestre*“ (1963—1971), urmat de „*Proiectul geodinamic*“ (1971—1980).

Programul pentru studiul mantalei a asociat colaborarea a 40 de țări pentru a clarifica unele aspecte majore ale scoarței terestre, cum sînt:

— executarea unor foraje pînă la adîncimea de 16 km, pînă în apropierea mantalei;

— clarificarea raporturilor dintre platformele continentale cu o compoziție sialică, mai ușoare, și platformele oceanice care sînt mai grele, datorită compoziției lor simice;

— stabilirea legăturii dintre platformele continentale și oceanice cu zonele de mare adîncime și de mare mobilitate pe verticală a domeniului oceanic (geosinclinale), zone separate, uneori, prin fracturi de mare întindere și adîncime în scoarță, cu detaliile care se referă la: tectonica platformelor, forma și întinderea geosinclinalelor; lanțurile insulare din apropierea platformelor și a celor din ariile zonelor de mare adîncime; lanțurile muntoase de sub apa oceanelor; distribuția și regimul vulcanilor suboceanici; stabilirea zonelor de scufundare geosinclinală și a zonelor de munți în formare; relieful suprafeței terestre acoperit de ape; zonele de trecere de la continente la oceane;

Scanned with OKEN Scanner

— elaborarea de hărţi geografice, geologice, tectonice şi metalogenetice ale suprafeţelor acoperite de apele mărilor şi oceanelor.

„Proiectul geodinamic" are ca obiect cunoaşterea mecanismelor şi a legităţilor care conduc mişcările scoarţei terestre în timp şi spaţiu. Se urmăreşte studierea deplasărilor scoarţei terestre pe verticală, pe orizontală şi oscilaţiile unor zone geografice. Legat de acestea, se studiază magmatismul, vulcanismul, seismele, fluxul termic, aspecte climato-meteorologice, repartizarea anomaliilor geofizice, probleme de paleogeografie, paleoclimatologie, paleobiologie, cum şi structurile susceptibile de acumulare a unor substanţe minerale utile, necesare economiei.

Comisia oceanografică internaţională (I.O.C.) a elaborat proiecte detaliate şi de mare amploare pentru studiul domeniului oceanic, pentru culegerea unor date necesare în gîndirea geologică de ansamblu, aducînd în cîmpul de investigaţie cea mai mare parte a suprafeţei terestre în care a lipsit cercetarea directă, nemijlocită.

În trecut, date privitoare la cunoaşterea scoarţei terestre s-au obţinut din deschiderile naturale făcute de ape în inima munţilor, în lungul dealurilor şi colinelor; din deschiderile în lungul falezelor oceanice şi marine; din lucrările miniere (cariere şi mine) şi din forajele de la suprafaţă. Au rămas şi pe uscat domenii întinse necunoscute: unele suprafeţe prea populate, acoperite de aşezări omeneşti, de obiective industriale şi culturi agricole; alte regiuni întinse au fost prea puţin populate, rămase în urmă din punct de vedere economic, acoperite de vegetaţie spontană — ierburi şi păduri — pe un sol bine închegat; alte mari suprafeţe au fost greu accesibile fiind acoperite de nisipurile deşerturilor sau de întinderea zăpezilor eterne. Au rămas prea puţin studiate şi masivele muntoase cu altitudini de peste 5 000 m.

Cercetarea detaliată asupra planetei s-a desfăşurat în ultimele decenii, în mod convergent, de pe uscatul continental, de pe suprafeţele oceanelor, din atmosferă şi din cosmos. Pe uscat, au fost extinse cercetările în zone altădată inaccesibile, cum sînt cele ale Arcticii şi Antarcticii. Nu se ştia dacă aceste regiuni se află în structuri continentale sau oceanice. Pentru clarificarea unor probleme de acest fel au fost create staţii permanente de studii şi experimentare geofizică în regiunile celor doi poli. Urmează să se determine extinderea ariilor continentale şi insulare în regiunile polare, să se stabi-

Scanned with OKEN Scanner

lească grosimea gheții și curgerea gheţarilor, urmărind în același timp vîrsta și paleoclimatul polar.

Cercetările asupra cîmpului magnetic terestru au dovedit variabilitatea acestuia, stabilind și migrația polilor magnetici, legată de o anumită ciclitate, cum și variațiile brusce, de formă electromagnetică, a acestui cîmp fizic terestru. Încă nu se cunoaște perioada de inversare a polilor magnetici: după unii cercetători aceasta ar avea o durată de circa un milion de ani; alți cercetători au stabilit cinci inversări ale polarității magnetice în timp de un milion de ani. A fost stabilită poziția actuală a polilor magnetici: polul nord magnetic în Canada; polul sud în Țara Adélie din Antarctica. A fost stabilită și viteza de deplasare a polilor magnetici: 8—12 km/an. Pe baza cercetărilor efectuate, se afirmă că deplasarea polilor magnetici urmează o traiectorie închisă, un ciclu în care se parcurge un drum de 48 000 km.

Au fost obținute rezultate interesante în legătură cu distribuția cîmpului gravitațional, de mare utilitate pentru descifrarea structurii și variației scoarței și a echilibrului izostatic al acesteia pe manta. La fel, au fost stabilite legități privind anomaliile gravitaționale locale, în funcție de corpuri geologice de densități diferite.

Cercetările geofizice au urmărit comportarea diferitelor structuri geologice la propagarea undelor seismice, ceea ce a înlesnit cunoașterea mai precisă a compartimentelor scoarței, a zonelor cu acumulări de minereuri, a capcanelor pentru acumulare de hidrocarburi.

Cercetările privind intensitatea fluxului termic au dus la identificarea vetrelor magmatice, a rezervelor și izvoarelor de apă termală. Au urmat apoi cercetări în legătură cu propagarea undelor seismice în structuri geologice acoperite de ape oceanice, ceea ce a dus la identificarea lanțurilor de munți ai crestelor dorsale oceanice, la identificarea unor fracturi adînci și la punerea în evidență a unor zone seismice.

Numărul în continuă creștere al stațiilor de investigație geofizică și al unităților geologice a crescut în toate țările, unind între ele, printr-o bogată informare reciprocă, tot mai numeroase colective de cercetători. Numeroase stații de cercetare geofizică și geologică au fost înființate în Antarctica, unde prima expediție (U.R.S.S.) și-a început activitatea în 1955. După 5 ani (1960) Uniunea Sovietică a înființat alte trei stații de cercetare geofizică: Mirnîi, Vostok și Lazarev,

Scanned with OKEN Scanner

urmate de staţia principală Molodiojnaia (1972—1973), în care lucrează peste 80 cercetători. În acelaşi an a fost înfiinţată staţia Berks, cu două secţii de cercetare, apoi Novolazarevskaia, Oasis, Polul Inaccesibilităţii ş.a. Staţiile de cercetare ale Uniunii Sovietice se află pe litoralul antarctic al Oceanului Indian, Uniunea Sovietică a înfiinţat şi Institutul Arcticii şi Antarcticii, la Leningrad.

Statele Unite ale Americii au înfiinţat de asemenea numeroase staţii de cercetare pe coasta Oceanului Pacific al Antarcticii (staţiile Wilkes, Ellsworth, Amundsen-Scott ş.a.). Cea mai utilată staţie americană este cea de la Mc Murdo, pe litoralul Mării Ross. Numeroase staţii, în insulele sudice şi pe coastele Antarcticii au şi alte ţări: Marea Britanie, Australia, Argentina, Chile, Brazilia, Belgia, Republica Africa de Sud, Franţa, Japonia, Noua Zeelandă, Norvegia.

În Arctica, regiune mai accesibilă, au fost create staţii de către ţările cu acces direct, ca: U.R.S.S., S.U.A., Canada, Belgia, Suedia, Norvegia, Danemarca. Există de asemenea staţii fixe şi staţii în derivă, pe banchize (Staţia Polul Nord-16, U.R S.S.). În regiunile arctice, mai ospitaliere decît ale Antarcticii, a fost posibilă conturarea unor structuri geologice care conţin substanţe valoroase din punct de vedere economic (minereuri şi combustibili minerali). Au fost efectuate numeroase foraje în carapacea de gheaţă, în care s-a găsit praf cosmic şi terestru, bacterii şi spori. Numeroase foraje au fost efectuate în zona litorală, de-a lungul coastei antarctice (în văile ce se dezgheaţă în timpul verii şi pe fundul văilor din apropiere).

În interiorul celorlalte continente au fost înfiinţate staţii geofizice, unele în zone muntoase izolate, între care şi staţii automate, fără personal permanent (cum este cea din Munţii Tian-Şan, construită de Uniunea Sovietică, amplasată la 80 m adîncime), staţii dotate cu instalaţii radar şi laser, controlate prin sateliţi. În urma informaţiilor obţinute, au fost efectuate cercetări de detaliu şi foraje care au pus în evidenţă numeroase zăcăminte de petrol şi gaze.

Au fost proiectate foraje structurale de adîncime, unele pentru obiective ştiinţifice (cunoaşterea zonelor adînci ale scoarţei), altele pentru obiective economice. Scoarţa terestră a fost cunoscută numai în partea ei de suprafaţă prin lucrări miniere, între care nivelul cel mai adînc atins este de 3 400 m în Republica Africa de Sud, şi prin foraje, care în prima etapă au atins adîncimi de 2 500—3 000 m. În ultimele trei decenii

Scanned with OKEN Scanner

au fost efectuate numeroase foraje pînă la adîncimi de 6 000 m. Cel mai adînc foraj a fost efectuat în S.U.A., lîngă Beckham (Oklahoma), sonda 1-Baden, pînă la 9 165 m. În Europa, forajele au atins adîncimi de 7000 m (Franţa). Uniunea Sovietică a elaborat proiecte de foraj pînă la 15 000 m în Azerbaidjană şi în peninsula Kola.

Pentru cercetarea structurilor suboceanice au efectuat numeroase cercetări mai multe ţări: Statele Unite, Uniunea Sovietică, Franţa, Japonia, Marea Britanie, Belgia, Olanda, Bulgaria, România ş.a. Numeroase croaziere, efectuate în ultimele două decenii, la care au colaborat foarte numeroşi oameni de ştiinţă din multe ţări, au cercetat atît structurile geologice ale fundului oceanic cît şi caracteristicile şi dinamica apei Oceanului Planetar. Investigaţii numeroase au urmărit cunoaşterea vieţii din oceane cum şi acumulările de substanţe minerale de pe solul şi din subsolul acestora.

Vor rămîne în documentele oceanografiei navele şi submersibilele folosite la explorarea oceanelor: „Pelican", „Jean Charcot", „Le Noroit", „S.P -3000", „Tucumari", „Atlant-1", „Viteaz", „Mihai Lomonosov", „Cosmonaut Juri Gagarin", „Severianka" „Arhimede" „Geolog-1", „Aluminaut", „Oceanographer", „Glomar Challenger", „Deep Quest", „Alvin", ş.a. La fel, mai multe tipuri de sateliţi şi laboratoare spaţiale care au operat în legătură directă cu staţiile de pe Pămînt.

SCOARŢA ŞI RELIEFUL CONTINENTAL

În analiza scoarţei terestre, au fost diferenţiate două mari domenii: scoarţa continentală şi scoarţa oceanică, diferite între ele atît ca structură cît şi din punct de vedere petrografic. Cele două domenii ale scoarţei reprezintă structuri geologice de ordinul I, avînd între ele domeniul de tranziţie de la scoarţa continentală la cea oceanică.

Între cele două categorii de platforme (continentală şi oceanică), în zona de tranziţie, se află regiuni mobile, active, numite *geosinclinale*, la care se alătură zonele de afundare (subducţie) a scoarţei oceanice sub cea continentală)

Platformele continentale, aşa cum apar structural şi geomorfologic, au mari întinderi, cu un relief mai mult sau mai puţin neted, acoperit de formaţiuni sedimentare, prinse într-un proces de solificare care asigură dezvoltarea unei vegetaţii dirijată şi de condiţii climatice. În litera-

Scanned with OKEN Scanner

tura geologică, platformele continentale apar sub variate denumiri: craton *(H. Stille)*; cratogen *(Kober)* zonă stabilă (W.H. Bucher.)

Platformele continentale au o relativă stabilitate tectonică, fiind considerate ca unităţi cu o evoluţie terminată, cel mult fiind afectate de mişcări pe verticală (epirogenice) sau de mişcări oscilatorii (cu sens pozitiv de ridicare faţă de nivelul mării, urmate de mişcări de coborîre), prin care sînt supuse ritmic unor regimuri de uscat sau de mare epicontinentală (cu adîncimea maximă de circa 200 m). În interiorul continentelor se deosebesc două tipuri principale de structură geologică: platformele propriu-zise sau *scuturile (shields)* şi *centurile orogenice* sau centurile muntoase *(orogenic belts)*, acestea din urmă fiind vechi arii de geosinclinal în care s-au format munţi de încreţire, alipiţi scuturilor (fig. 25). Uscatul continental se întinde şi sub apele oceanice, formînd platforme submerse, epicontinentale, sau *shelf-ul*, cu întindere variabilă pînă la adîncimi ce nu depăşesc 200 m; urmează *povîrnişul continental*, care se adînceşte sub un unghi variabil, nu mai mare de 20°, pînă la adîncimea oceanică de 2 500 m (fig. 26). Adesea, pe shelf sînt amplasate mări interne (fig. 26) de mică adîncime, ca Marea Baltică în nordul Europei şi Marea Galbenă în Extremul Orient ş.a. De regulă, platformele continentale sînt mărginite de fracturi adînci în scoarţă. Astfel de fracturi apar adesea şi în interiorul platformelor în care se pot forma sisteme vulcanice sau chiar un început de noi structuri marine (Marea Roşie şi Marele rift african).

Centurile muntoase apar, de regulă, la periferia platformelor continentale, cu excepţia Munţilor Ural şi Himalaia, care s-au format la contactul unor scuturi mai vechi, separate anterior prin zone mobile. În vestul continentelor americane, catenele cordiliere ale Munţilor Stîncoşi şi ale Anzilor au o poziţie net periferică faţă de platformele de la est. Sistemul alpino-carpatic-balcanic are o poziţie la fel periferică a continentului european faţă de Marea Mediterană. La fel se situează catenele Atlas în Africa de nord şi Alpii australieni din nordul Australiei. Relieful muntos are şi o repartizare orientată după coordonatele terestre (meridiane şi cercuri paralele) într-un sistem aproape ortogonal. După meridian apar orientaţi munţii Ural, cutele vechi caledonice din estul Groenlandei, Munţii Apalaşi din estul Americii de Nord, cordilierii continentelor americane, munţii din nord-vestul Europei (Nor-

Scanned with OKEN Scanner

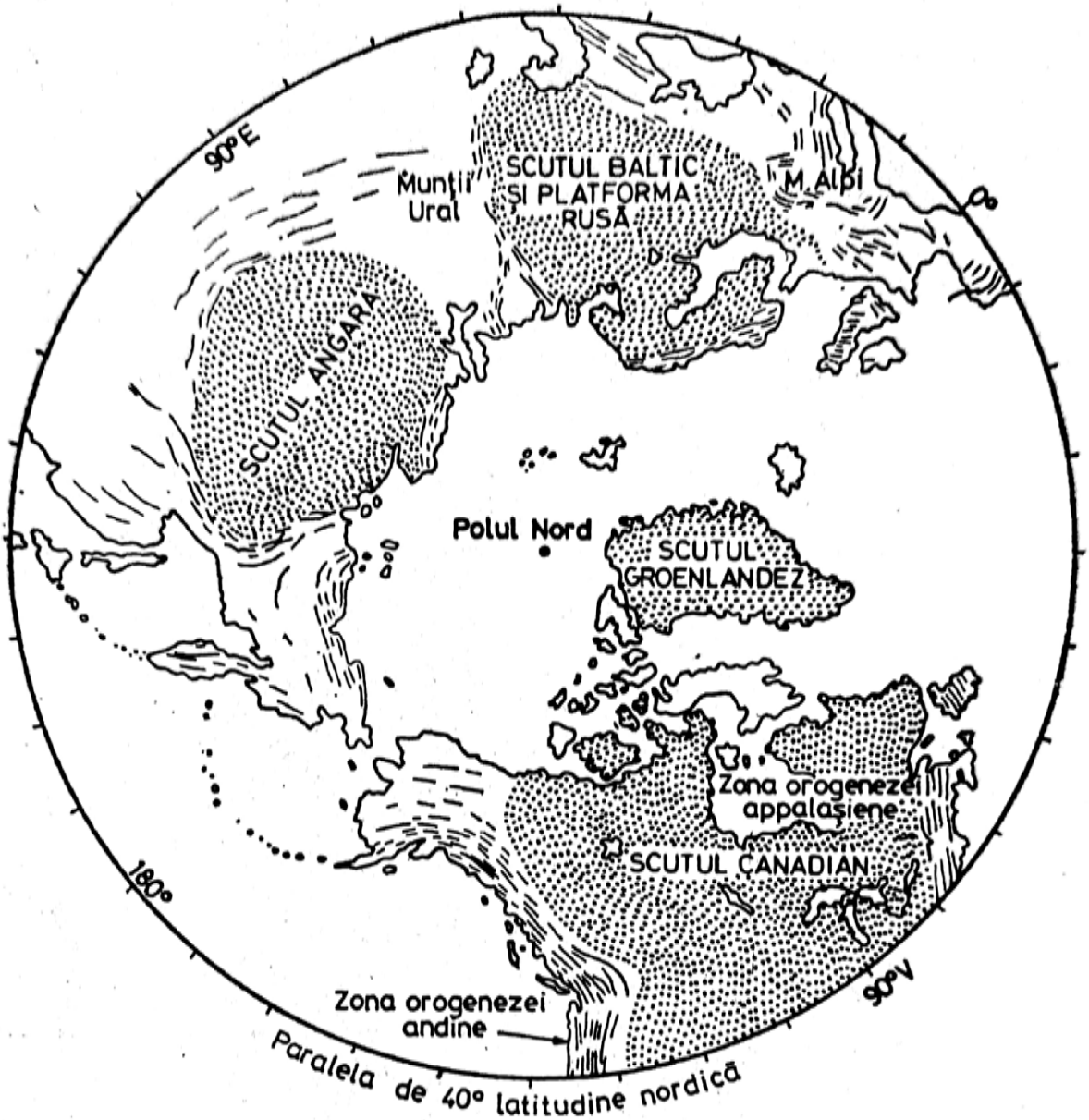


Fig. 25. Poziția zonelor de scut (punctate) care apar mărginite de zone muntoase (linii întrerupte) de vîrstă paleozoică sau mai recentă. Suprafața scuturilor este acoperită de depozite sedimentare (A. Strahler, 1973).

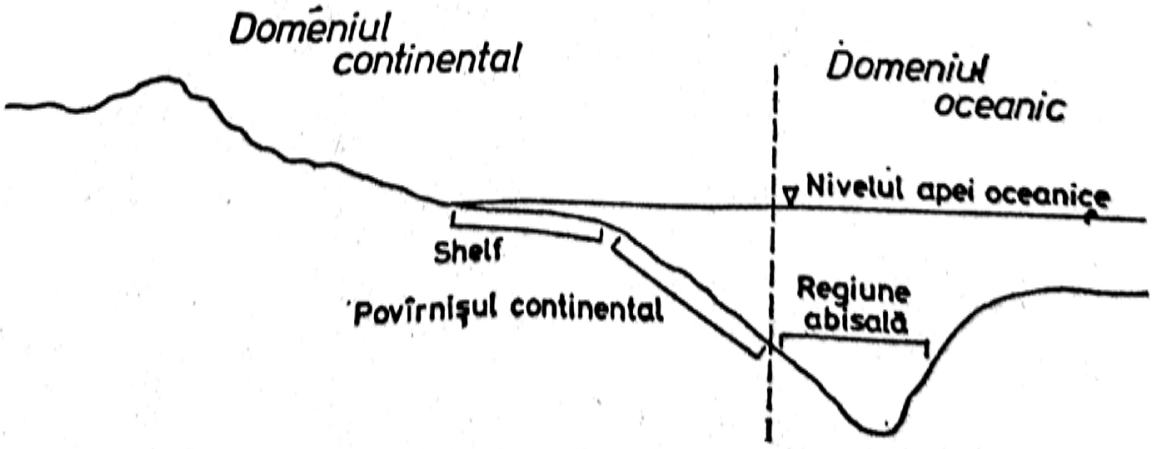


Fig. 26. Domeniu continental, domeniu oceanic: shelf, povîrniș continental, regiuni abisale.

Scanned with OKEN Scanner

vegia-Anglia), Meseta spaniolă. Orientare după cercurile paralele prezintă sistemul alpino-carpatic-himalaian, începînd din Spania peste Pirinei, Alpi, Carpaţi, Balcani, Taurus, Caucaz, Elburz, Hindukusch, Himalaya, din care se desprinde o ramură nord-estică pînă în Kamceatka, alta sud-estică peste Indochina pînă în Indonezia. La nord de cutele alpine se află rădăcinile cutelor varisce (din orogeneza hercinică), din Franţa pînă în Boemia, continuate sporadic peste Ucraina, estul Mării Caspice, pînă în Altai.

Continentele au o poziţie antipodică cu oceanele într-o proporţie de 96%. Antarctida este opusă Oceanului Arctic; Lumea Veche şi Lumea Nouă împreună cu Oceanul Atlantic au o poziţie opusă Oceanului Pacific. Un lanţ de munţi submerşi din Oceanul Arctic separă acest bazin într-o parte atlantică şi una pacifică, în relaţie antipodică cu relieful asimetric al Antarctidei, care diferă mult în sectorul de est faţă de cel de vest, ca întindere, volum şi relaţii cu ţărmul.

Ne oprim aici în prezentarea reliefului major continental, considerînd că asupra acestuia cititorii cunosc şi pot afla, din manualele de geografie, din atlase şi descrieri geografice, alte detalii care i-ar interesa.

RELIEFUL SUBOCEANIC

Ne permitem o incursiune mai largă în analiza, totuşi rezumativă, a reliefului suboceanic pentru considerentul că în legătură cu acesta au fost recoltate date noi, mai puţin tratate în manuale.

În trecutul nu prea îndepărtat era de neimaginat bogăţia de forme şi dinamica tulburător de activă a scoarţei acoperită de liniştea aparentă a învelişului oceanic. Imaginaţia bogată a popoarelor, începînd din antichitate, a populat domeniul necunoscut al apelor cu făpturi supranaturale, singurele care ar fi putut trăi în lumea apelor. Desprinderea de concepţia lipsei de viaţă în adîncurile mărilor a început în secolul al XIX-lea, cînd *Albert de Monaco* a pus prima cărămidă la baza edificiului monumental al oceanografiei. Cu fiecare deceniu care a urmat, de sub valurile mărilor s-au adunat tot mai numeroase date cu care s-a îmbogăţit ştiinţa şi orizontul gîndirii omeneşti. În ultimele 3—4 decenii, asaltul asupra oceanelor a marcat cercetări tot mai numeroase şi s-au obţinut rezultate spectaculoase. Cercetările asupra

Scanned with OKEN Scanner

fundului oceanic au urmărit culegerea unor informații de ordin topografic, folosind metoda sondajului ultrasonic continuu. Ridicările privind relieful suboceanic au înlesnit descifrarea unei morfologii nebănuite, uimitoare prin grandoarea și variația formelor, cît și a legăturii lor cu marile linii structurale ale planetei, în special a scoarței oceanice. Au fost identificate și localizate după coordonate geografice: dorsalele oceanice; munții suboceanici răzleți, arcurile insulare, grupări insulare și insule răzlețe acoperite de ape; fosele oceanice; platourile, cîmpiile și conurile de aluviuni submerse.

Cercetătorii care au coordonat, au descifrat datele și le-au sintetizat au fost *B. Heezen*, *M. Tharp* și *M. Ewing;* aceste date privind Oceanul Planetar sînt redate în hărțile executate de graficianul *Heinrich C. Beran* de la Viena și publicate în „National Geographic" harta Oceanului Indian (oct. 1967); harta Oceanului Pacific (oct. 1969); harta Oceanului Atlantic (febr. 1971). O hartă detaliată a fundului Oceanului Pacific au elaborat și cercetătorii sovietici.

A doua etapă în cercetarea oceanelor a fost prin investigația seismometrică prin care au fost identificate și precizate geografic focarele de activitate seismică. A treia etapă de cercetare a fost explorarea depozitelor sedimentare de pe fundurile oceanice, prin metode geofizice de seismo-reflecție continuă.

Relieful oceanic prezintă particularități și unele forme ce nu se cunosc în domeniul continental. Ca forme de relief apar: *dorsalele mediane* ale oceanelor; *insulele; fosele* marginale sau periferice legate de geosinclinale și fosele care însoțesc arcurile insulare; *platourile*, *cîmpiile abisale* și *conurile* formate din material transportat de fluvii.

Dorsalele mediane ale oceanelor constituie cel mai întins aliniament muntos al Pămîntului, în lungime de aproximativ 80 000 km, cu o suprafață mai mare decît a tuturor continentelor la un loc.

O dorsală mediană oceanică se compune dintr-o *creastă* care este despicată prin o fosă cu pereți abrupți, numită *rift.* Cei doi pereți ai riftului de regulă sînt asimetrici. Creasta coboară în trepte în cele două flancuri spre cîmpiile abisale care o încadrează. Înălțimea întregului sistem al dorsalei, față de cîmpiile abisale, este de 2000—4000 m. Dorsala atlantică are rift (*ridge*), spre deosebire de dorsala pacifică lipsită de acest element (fig. 27). Dorsalele oceanice sînt intersectate

Scanned with OKEN Scanner

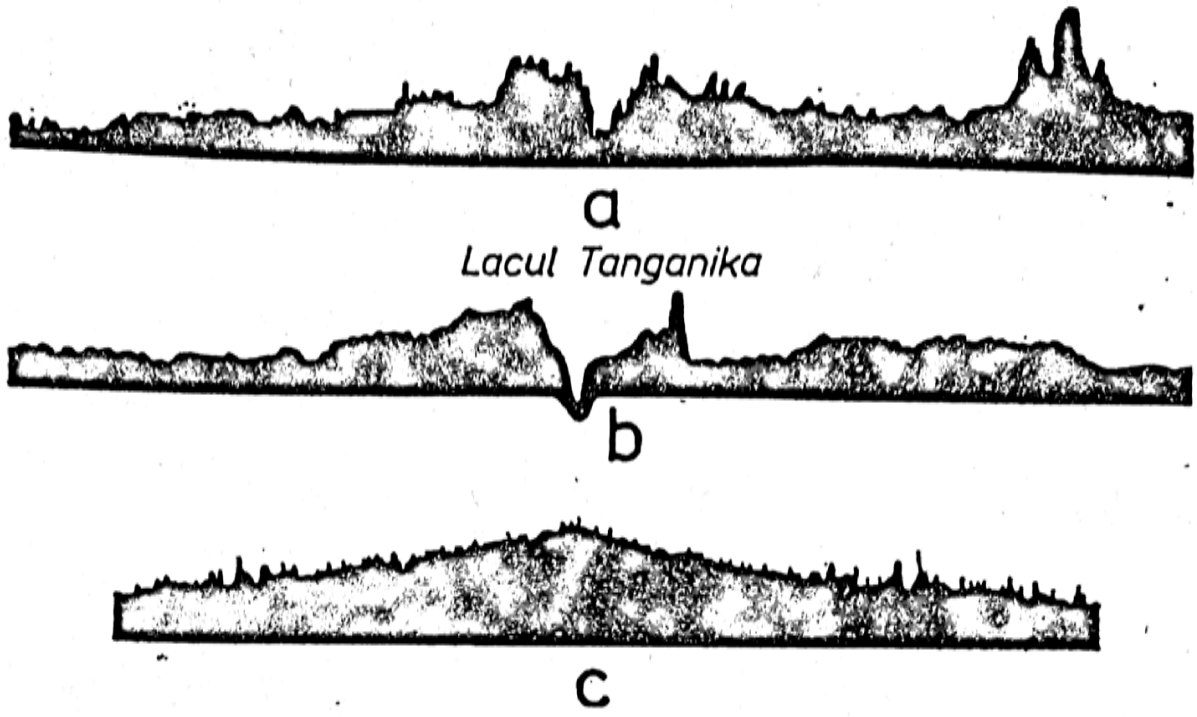


Fig. 27. Profil transversal prin dorsala atlantică (a) *în comparație cu profilul transversal prin riftul african* (b) *și cu profilul prin dorsala pacifică* (c).

de mai multe *falii transformante* care fragmentează și deplasează axa dorsalei la dreapta sau la stînga (la est sau la vest) în plan orizontal. Morfologia generală a dorsalelor este asemănătoare cu cea a munților cu structura de bloc în rețea.

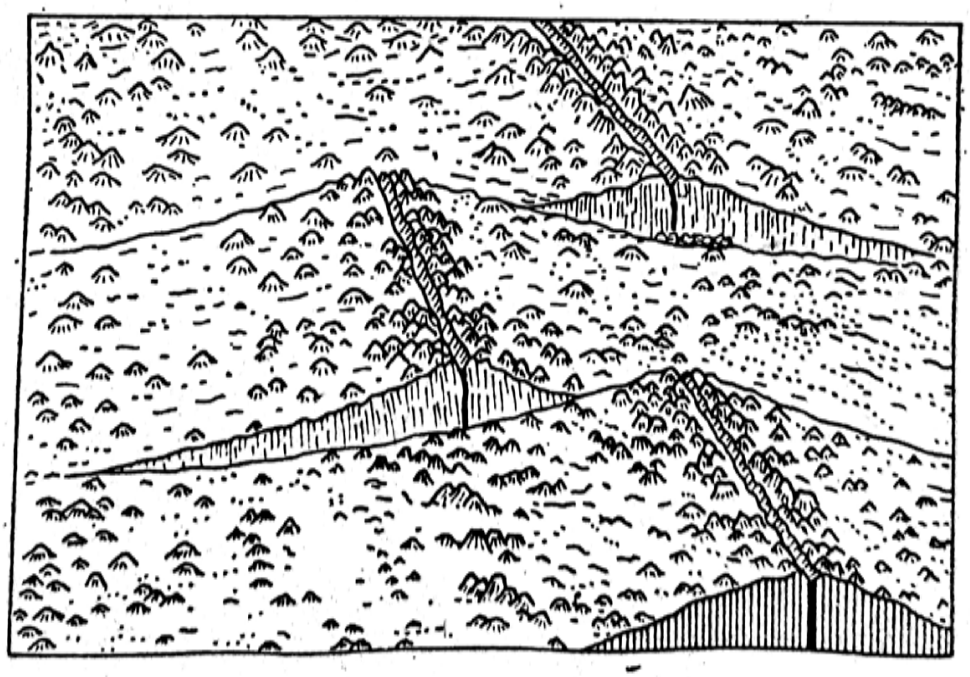


Fig. 28. Falii de transformare care deplasează creasta și riftul unei dorsale medio-oceanice (după M. Bleahu).

Scanned with OKEN Scanner

Dorsala Medio-Atlantică ocupă o poziţie central oceanică, între America de Nord şi America de Sud la vest şi Europa, în continuare cu Africa, la est. Direcţia dorsalei este nord-sud, cu o decroşare în dreptul Mării Antilelor-Golful Guineii. Dorsala atlantică are o lăţime de circa 1 000 km. Lăţimea riftului la bază este de 25—50 km, iar adîncimea este variabilă, depăşind 1 800 m.

În anii 1973—1974 au fost efectuate ample cercetări în cadrul unui program franco-american, în dreptul arhipelagului Azore pentru un studiu morfologic şi funcţional al dorsalei atlantice. În cadrul acestui program, denumit „*Famous*", s-au mai urmărit: verificarea teoriei tectonicii plăcilor; mineralizarea hidrotermală şi testarea folosirii unor agregate şi mecanisme submersibile într-un relief submarin.

Pentru astfel de cercetări a fost aleasă o zonă la 600 km spre sud-vest de arhipelagul Azore, cu explorări şi în lungul unei falii transformante. Din cercetările efectuate, apar unele trăsături sau caracteristici mai importante. Riftul are o lăţime variabilă, între 10 şi 30 km, mărginit de pereţi în trepte. Sectorul axial al riftului are două fîşii: una cu structură tectonică de extensiune pură, formată din mai multe fisuri, cu direcţii aproape paralele cu axa riftului; a doua este o structură dominantă (specific în regiunea Azore) cu conuri ale vulcanilor Venus, Jupiter şi Pluton. Vulcanii au povîrnişuri abrupte, cu un slab început de sedimentaţie. Urmează un sector marginal, cu o tectonică extensivă vizibilă, brăzdat de numeroase falii. La exteriorul acestui sector este al treilea sector structural, care se ridică pînă la 1500 m înălţime. Faţă de zona axială apare şi în partea opusă (la est) aceeaşi structură, dar cu pereţii mai puţin înalţi şi treptele, la fel, de mai mică înălţime.

De pe axa principală a dorsalei atlantice se desprind creste secundare: *Walvis*, care se termină în faţa coastei africane (Namibia); *Jan Mayen*, la nord-est de Islanda; *Mohns*, *Atka* şi *Nansen* care intră în apele Oceanului Arctic şi se termină în dreptul coastelor siberiene, în apropiere de gura de vărsare a fluviului Lena. În dreptul insulei Islanda, dorsala atlantică apare întreruptă, după care continuă spre nord. Dorsala atlantică se leagă pe la sudul Africii cu dorsala mediană a Oceanului Indian (fig. 29).

Dorsala mediană a Oceanului Indian are forma răsturnată a literei Y. Se leagă prin cele două ramuri sudice cu dor-

Scanned with OKEN Scanner

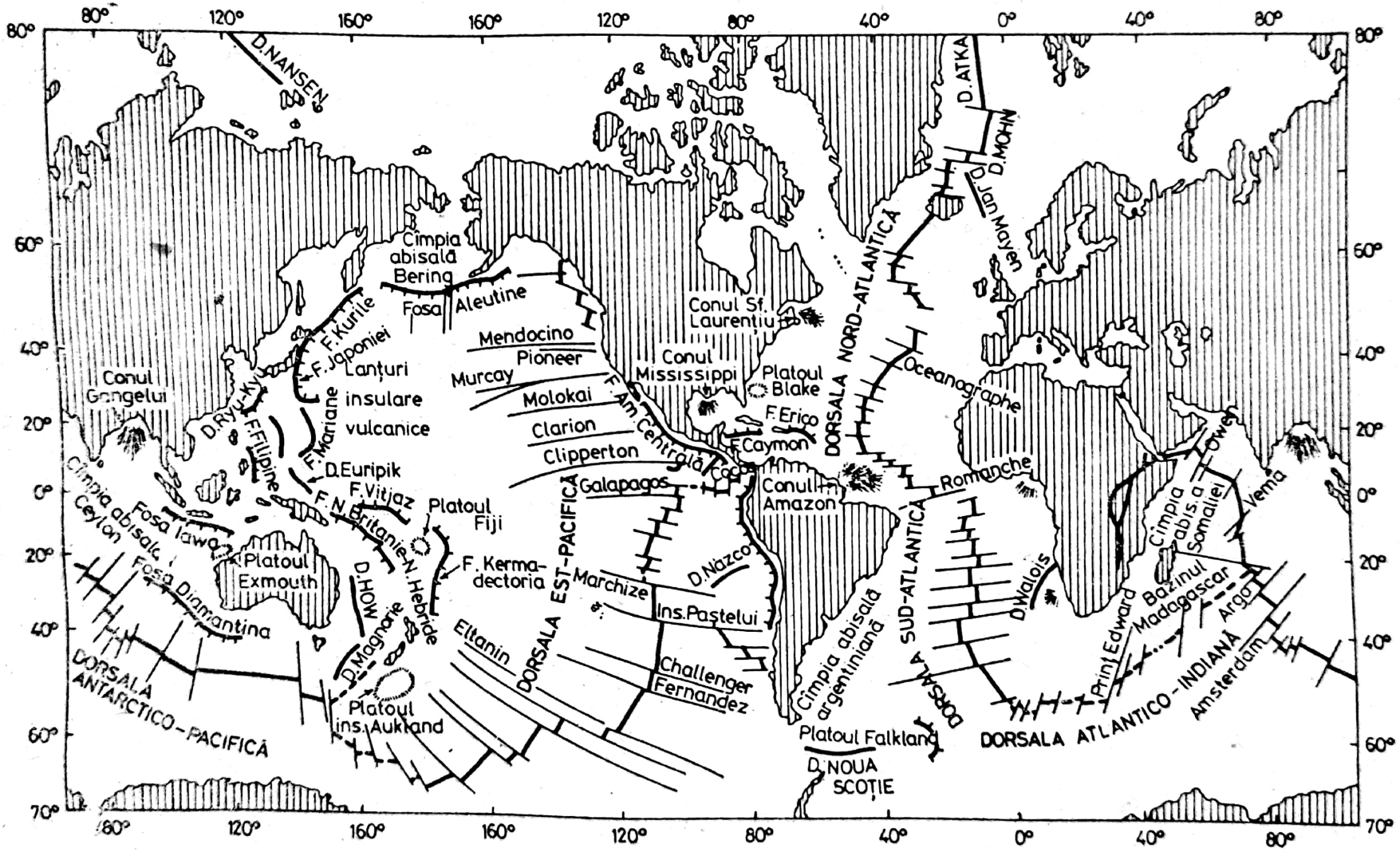


Fig. 29. Dorsalale, faliile transformante, fosele, platourile și conurile de depuneri suboceanice.

sala atlantică spre sud-vest și cu dorsala pacifică, spre sud-est. Partea principală a dorsalei, numită *Carlsberg*, începe de la falia transformată Rodriquse și continuă spre nord-nord vest pînă la falia Owen, după care intră în Golful Aden și apoi în Marea Roșie. Paralel cu dorsala Carlsberg și la est de aceasta se află o creastă de proporții mai reduse, *Ninety*, iar la vest, în interiorul continentului african, o fractură adîncă a creat cunoscutul *rift african*, în lungul căruia se află lacurile: *Nyasa*, *Tanganyika*, *Victoria*, *Kiwu*, *Eduard*, *Rudolf*, *Margherita* și *Tana*.

Dorsala mediană pacifică nu mai are o poziție central oceanică, ci se apropie de coasta Americii în dreptul Californiei. În partea de nord a Oceanului Pacific, creasta dorsală se menține în apropierea coastei americane și are un relief mai șters.

De pe dorsala pacifică se desprind mai multe ramuri secundare: *ramura Chile* care ocolește sudul Argentinei și se continuă cu lanțul Scoția spre dorsala atlantică: *ramura Nazca*, din dreptul faliei și ins. Paștelui, cu direcția spre coasta Peru; *ramura Carnegie* din dreptul arhipelagului Galapagos spre coastele Columbiei; ramurile *Panama*, *Cocos* și *Tehuantepec* — în spre coastele Americii Centrale și ale Mexicului.

Dorsala mediană pacifică este și ea secționată de multe falii transformante, al căror efect a fost dezvoltarea compartimentată prin decroșări spre est și apropierea de America.

O morfologie complexă prezintă partea vestică a Oceanului Pacific, care apare foarte accidentat prin insule, arcuri insulare, aliniamente insulare, creste suboceanice, platouri și fose adînci. Aceasta este partea cea mai mobilă a Oceanului Planetar. Cea mai mare parte a insulelor sînt submerse.

Crestele oceanice principale din Pacificul de vest sînt: *creasta Necker*, la vest de arhipelagul Hawaii; *creasta Lau*, de la nord de Noua Zeelandă pînă la est de insula Fiji; *creasta Macquarie*, de la sud de Noua Zeelandă, continuînd cu *creasta Howe* pînă la Noua Guinee; crestele *Eauripik* și *Solomon*, la nord de Noua Guinee; *creasta Parege*, dintre Japonia și Filipine.

Prinzînd într-o privire de ansamblu amploarea dorsalelor oceanice se constată poziția longitudinală cu unele abateri a celor trei mari dorsale, din cele trei oceane principale. Apare însă și o legătură între ele prin ramurile lor sudice care asi-

Scanned with OKEN Scanner

gură un brîu circumterestru, cu orientare latitudinală, cuprins între latitudinile de aproximativ 35° şi 60° în emisfera sudică.

Insulele pot fi grupate în mai multe categorii, după relaţia lor cu unele elemente majore ale scoarţei. O primă categorie o constituie marile insule din apropierea continentelor. Unele sînt separate de continent prin coridoare înguste insulele făcînd parte din shelful continental ca: Insulele Britanice, Insulele Baleare, Corsica, Sardinia şi Sicilia, insulele din nordul Eurasiei, instalate pe shelful continental; Newfoundland şi grupările insulare din nordul Canadei, situate pe shelful Americii de Nord; insulele Tierra del Fuezo, Falkland şi salbele din estul Argentinei, pe shelful Americii de Sud; insulele Sumatera, Java, Kalimantan, Sri Lanka, Hainan, Taiwan şi Sachalin situate pe shelful sudic şi estic al Asiei: Tasmania şi Noua Guinee, situate pe shelful Australiei. Alte insule de mare întindere, apropiate de continente, dar separate de acestea prin coridoare marine adînci, sînt: Groenlanda şi Madagascar. În continuare cu Madagascarul, spre nord, sînt grupările de insule: Comore-Aldabra-Farouhar-Amirante-Seychelles. Mai izolate, spre dorsala mediană indiană, să găsesc insulele Tromelin, Réunion şi Mauritius. Categoria cea mai interesantă o constituie *arcurile insulare* sau ghirlandele de insule, grupate în apropierea continentelor, cu concavitatea spre uscat. Apar în toate oceanele. În Oceanul Atlantic un arc insular tipic este cel al Antilelor, care începe în apropierea peninsulei Yukatan şi se întinde pînă în zona de vărsare a fluviului Orinoco. O ramură secundară de insule se desprinde din arcul Antilelor şi constituie aliniamentul Bahamas pînă la est de peninsula Florida. Arcul Antilelor închide şi conturează, spre continentul sudamerican, Marea Caraibilor, iar spre nord-vest Golful Mexicului. În extremitatea sudică a Americii de Sud se află aliniamentul insular Falkland — Georgia de Sud şi arhipelagul Sandwich. Arc insular tipic este cel din sud-estul Asiei, grupul Sumatera-Java cu continuarea spre Noua Guinee. Acesta închide spre nord Marea Java şi Marea Sunda-Flores. Arcul insular indonezian este flancat spre Oceanul Indian de al doilea arc insular al arhipelagurilor Andaman şi Nicobar. În estul crestei mediane se află arcul insular Chagos-Laccadive. În Oceanul Pacific se află arcul Aleutinelor, din Alaska pînă în Kamceatka, constituind limita sudică a Mării Bering. Lanţul insular Kurile — Hokkaido —

Scanned with OKEN Scanner

Honshu — Ryūkyū — Filipine este cel mai întins şi închide, înspre continentul asiatic, mările: Ohotsk, Japoniei, Chinei de Est şi Chinei de Sud. Alte arcuri insulare în largul Oceanului Pacific sînt: Solomon — Bismark — Noile Hebride — Noua Caledonie — Fiji — Samoa; Noua Zeelandă — Kermadec-Tonga; Arhipelagul Caroline; aliniamentul Ellice — Gilbert-Marshall; arhipelagul Hawaii continuat cu aliniamentele Kinmei şi Emperor pînă spre Kamceatka. Arhipelagurile Touamotou şi Toubouai par a fi dispuse după structuri încadrate în falii transformate ale dorsalei mediane pacifice.

Numeroase insule sînt de *origine vulcanică.* În Oceanul Atlantic se află arhipelagul Azorelor în dreptul Gibraltarului, aproape de dorsala mediană atlantică şi arhipelagul Capului Verde, mai aproape de continentul african, în faţa coastei senegaleze. Cele mai multe insule vulcanice se află în Oceanul Pacific, unde ocupă o poziţie central-oceanică: Hawaii, Marshall-Gilbert, Touamotou Cook-Toubouai între care se găsesc alte numeroase grupări insulare submerse. Cele mai numeroase insule submerse se află între Hawaii-Marshall-Gilbert şi fosele marginale ale insulelor continentale din Pacificul de nord-vest.

Unele insule vulcanice sînt situate pe dorsalele mediane oceanice. În Oceanul Atlantic sînt insulele Islanda, Petru şi Paul, Ascension. Insula Sfînta Elena este legată de o falie transformante, la fel şi grupul de insule Tristan da Cunha din Atlanticul de Sud. În Oceanul Indian astfel de insule sînt următoarele: Prince Edward, Amsterdam, Sf. Paul, Rodriques.

Insulele vulcanice au fost construite de vulcani submarini, din care mulţi sînt încă în activitate. Pe unele conuri vulcanice submerse s-au instalat colonii de corali, care au dat naştere la recifi circulari (atoli). Recifi coralieri s-au instalat şi pe shelful continental (australian) şi insular.

Fosele oceanice sînt porţiunile cele mai adînci ale reliefului oceanic, fiind cu 2000—5000 m mai joase decît cîmpiile oceanice din apropierea lor. Cele mai multe au lungimi de peste 1000 km şi lărgimi de maximum 100 km la partea superioară şi 10 km la fund. Cele mai multe dintre fose sînt situate în apropierea continentelor; de aici constatarea că în faţa marilor catene muntoase ale uscatului se află marile zone adînci ale oceanelor şi că fosele abisale marginale au valori mai ridicate decît are relieful continental şi insular din faţa lor.

Scanned with OKEN Scanner

Cele mai dezvoltate fose se găsesc în Oceanul Pacific. În estul acestui ocean se află: fosa Peru-Chile, cu adîncime variabilă (peste 8000 m în fața vîrfului Aconcagua din Anzi); fosa Americii Centrale care intră pînă la gura Golfului Californiei și fosa din lungul coastei Americii de Nord, mai atenuată prin apropierea și pierderea în această coastă a jumătății nordice a dorsalei mediane pacifice.

Oceanul Pacific, în partea de nord, în fața arcului Aleutine, este separat de aceste insule, de Marea Bering și de cîmpia abisală Bering prin Fosa Aleutinelor, arcuită după forma soclului continental de la nord. În continuare, spre sud-vest, este Fosa Kurilelor. Spre continent, aceasta limitează Marea Ohotsk. Din sudul și estul Japoniei se dezvoltă două aliniamente de fose înspre sud: Fosa Ryūkyū spre soclul continental pînă la insulele Luzon—Mindanao în estul cărora continuă cu Fosa Filipinelor; în fața coastelor japoneze și a arcului insular al Marianelor se întinde Fosa Japono—Mariană, în lungul căreia se află cele mai adînci gropi oceanice. Fosele menționate și insulele din fața lor închid înspre continent Marea Japoniei și Mările Chinei de Sud și de Est. Între cele două aliniamente de fose se întinde Marea Filipinelor. În largul Oceanului Pacific, în nord-estul Australiei se găsesc fosele Viteaz și Noile Hebride, iar în fața aliniamentului insular Noua Zeelanda—Kermadec se află Fosa Kermadec-Tonga.

În Oceanul Indian sînt trei mari fose: Fosa Iava, în partea de vest și de sud a soclului indonezian; Fosa Hob-Diamantina, cu o dezvoltare de la vest la est pînă în sud-vestul Australiei și Fosa Amirante, de mai mică adîncime între Madagascar și arhipelagul Amirante-Seychelles. În Oceanul Atlantic se găsește o singură fosă, cea de la nord de Porto Rico și de Antilele Mici. De-a lungul coastei africane, n fața unui shelf îngust sînt povîrnișuri brusce care duc direct în cîmpii abisale. În largul Atlanticului de sud, în fața Arhipelagului Sandwich se află Fosa Sandwich.

Fosele cele mai adînci sînt: Fosa Cook, în estul Filipinelor, de 11 516 m; Fosa Marianelor, cu adîncimi maxime de 11 022 m, 10 912 m și 10 899 m; Fosa Tonga, la est de insulele Fiji, de 10 822 m; Fosa Kurilelor, 10 542 m; Fosa Kermadec, 10 047 m; Fosa Japoniei, la est de Japonia, 9 985 m; Fosa Sandwich, 8 428 m; Fosa Porta Rico, 8 385 m; Fosa Peru-Chile, punctul Antofagasta, 8 066 m.

Scanned with OKEN Scanner

Platformele oceanice se întind între povîrnișul continental și crestele mediane oceanice. Au un relief plat și apar ca *platouri oceanice* mai puțin adînci și *cîmpii abisale* la adîncimi de 4 000—6 000 m, numite și depresiuni oceanice. Platformele oceanice, formate din roci bazaltice, sînt acoperite de sedimente provenite din aport fluvial și din depuneri de praf atmosferic, teluric și din resturi ale vieții. În Oceanul Atlantic se află Platoul Blake în estul coastei S.U.A. și Platoul Falkland în sudul oceanului, în spre coasta Argentinei.

Cîmpiile abisale în Oceanul Atlantic sînt numeroase: între Groenlanda și Norvegia; Cîmpia Biscaya la vest de coasta Franței; în dreptul insulei Madeira pînă în fața coastei Guineei, în continuare cîmpia abisală a Gambiei, iar mai la sud cîmpiile de la gura de vărsare a fluviilor Niger, Zair (Congo) și Orange. Între cîmpiile din vestul Oceanului Atlantic, mai dezvoltate sînt: Sohm, Nares și Hateras în dreptul Americii de nord; două cîmpii mai mici în dreptul coastelor Columbiei și Venezuelei. Mai spre sud sînt: Cîmpia Demerara din fața gurii de vărsare a fluviului Orinoco și a Amazonului; Ceara, de la gura Amazonului; mai în sud cîmpia Pernambuco și cîmpia argentiniană.

Cîmpiile oceanice în Pacific au o suprafață restrînsă în spre coastele Americii, cu excepția Cîmpiei Aleutinelor. O cîmpie mai întinsă se află între creasta mediană pacifică și aliniamentul de insule Christmas-Touamotou. Cea mai întinsă cîmpie oceanică din bazinul Oceanului Pacific este Cîmpia abisală Bering, cuprinsă între fosa Aleutinelor, povîrnișul strîmtorii Bering și peninsula Kamceatka. Alte mici cîmpii abisale se află în fața coastei asiatice: Ohotsk, Cîmpia Japoniei, Cîmpia Chinei de Est și de Sud. La sud de Noua Zeelanda este un întins platou submarin.

În Oceanul Indian se găsesc bazine interioare și cîmpii, începînd cu: bazinul Wharton, în est; Cîmpia abisală Ceylon; bazinul Arabiei; bazinul Somaliei; bazinul Natal, la sud de Madagascar; bazinul Agulhas, în sudul Africii. În apropierea coastei australiene sînt: Platoul Exmouth în nord-vest și Platoul Naturalist în sud-vest.

Pe platourile oceanice, de regulă există și întinse *conuri de acumulare* a detritusului transportat de fluvii de pe continente. Mai dezvoltate sînt conurile de la gura fluviilor Amazon, La Plata, Orinoco, Mississippi, Sf. Lauren-țiu, Zair (Congo), Niger, Gange, Indus.

Scanned with OKEN Scanner

Conuri de acumulare au fost identificate și în Marea Mediterană, în fața gurii de vărsare a fluviilor Ebro, Pad, în partea de sud-est a Siciliei, în cea de est a coastelor Greciei și la gura de vărsare a Nilului.

GEOSINCLINALELE

Geosinclinalele sînt arii adînci de forma unor cuvete alungite, de dimensiuni terestre (mii de kilometri), situate fie între două platforme continentale, fie între o platformă continentală și una oceanică (fig. 30). Formarea lor este legată de fracturi adînci ale scoarței, fracturi care conferă ariilor geosinclinale o mobilitate, o scufundare (subsidență) pe măsură ce se încarcă cu sedimente. Din cauza subsidenței și în timpul ei, geosinclinalele se încarcă cu sedimente în grosime de multe mii de metri (10 000—25 000 m).

Sedimentele de geosinclinal, în mecanismele tectonice ale scoarței suferă procese de încrețire, fiind strivite de platformele care le limitează și care au mare întindere, masă mult mai densă și mare putere de dislocare a sedimentelor, care sînt mai ușoare. Prin acest proces, geosinclinalul devine un *orogen*, o structură de munți încrețiți care fiind alcătuiți din material mai ușor vor suferi mișcări lente de ridicare, depășind nivelul platformelor între care s-au format. Munții de încrețire se alătură, se sudează unei platforme sau ambelor platforme (de ex. Uralul).

În regiunea dinspre mare a lanțului nou de munți, cu timpul se formează un nou geosinclinal care se va încărca, în

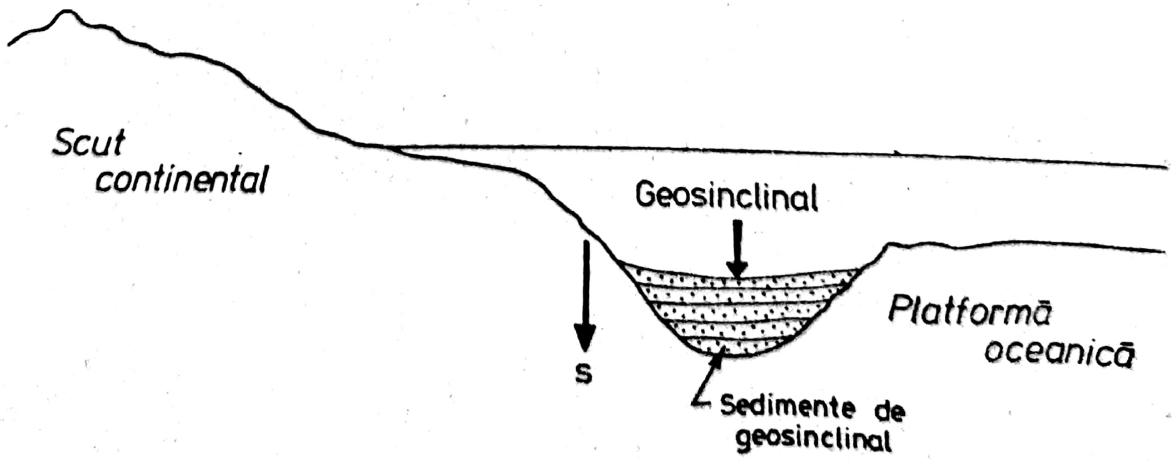


Fig. 30. Poziția unui geosinclinal între un scut continental și o platformă oceanică. Săgeata S *arată sensul subsidenței.*

viitoarele perioade geologice, cu material erodat şi adus de ape din corpul munţilor alăturaţi. În acest fel, ar urma o mărire a ariilor continentale.

STRUCTURA ÎN PLĂCI A LITOSFEREI

Cercetători mai noi, fără să elimine din elementele structurale ale scoarţei pe cele necesare înţelegerii geologiei regionale şi locale, nici formele de relief menţionate anterior, au ajuns la concluzia că scoarţa terestră este alcătuită din cîteva mari unităţi numite *plăci litosferice* de geneza şi evoluţia cărora se leagă procese mult mai extinse care controlează o geologie globală a planetei. Pe baza unor constatări geofizice (paleomagnetism, seismometrie şi variaţii ale fluxului termic) s-a ajuns la concluzia că scoarţa terestră este alcătuită din 6 mari plăci litosferice, cărora li se mai adaugă alte numeroase microplăci (fig. 31).

Plăcile principale sînt: Pacifică, Americană, Eurasiatică, Indoaustraliană, Africană şi Antarctică. Cercetări ulterioare au mai conturat microplăcile: Turcă, Egeică, Arabă, Filipineză, Estpacifică, Sandwich de Sud, Sud-estpacifică, Rivera, Juan de Fuca, Cocos, Caraibă.

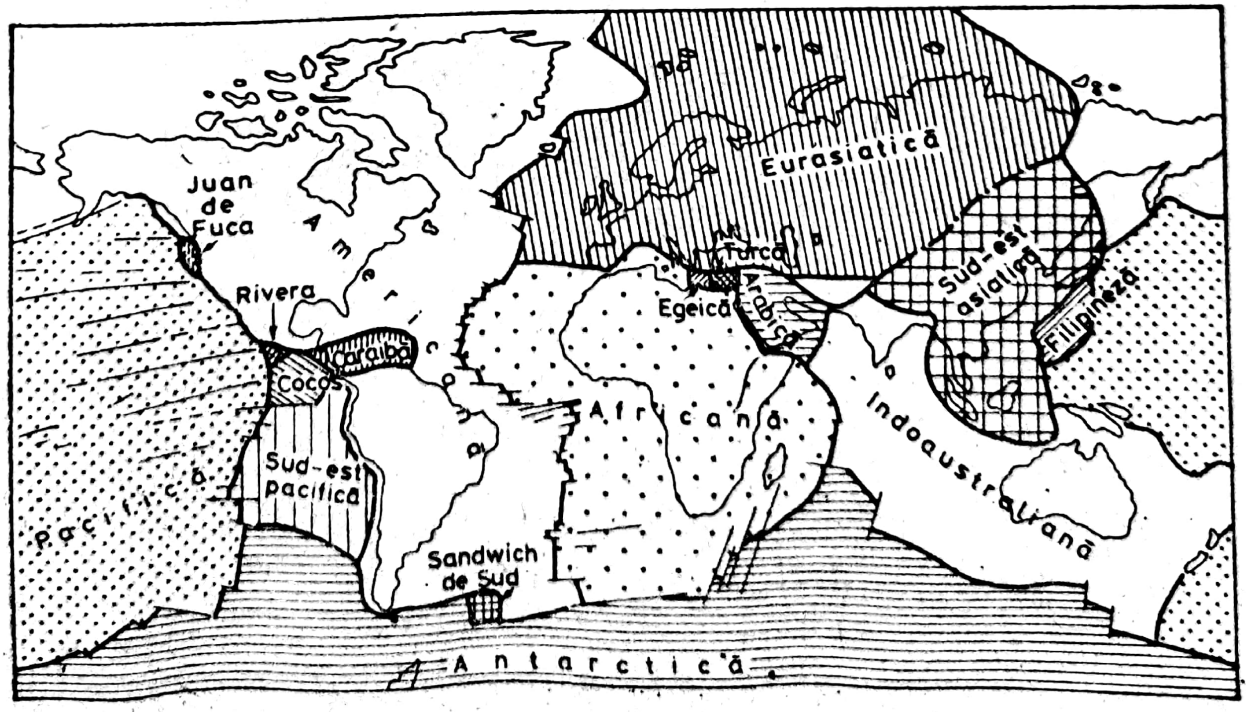


Fig. 31. Plăcile litosferice (după Horschfield, Dewey, 1971).

PARTEA A DOUA

NATURA, ORIGINEA ŞI EFECTUL FORŢELOR CARE SE CONFRUNTĂ ÎN SPAŢIUL TERESTRU

CAPITOLUL 5

NATURA FORŢELOR CARE SE MANIFESTĂ ÎN SPAŢIUL TERESTRU. FENOMENE GEOLOGICE

Pămîntul, format din material cosmic, are o structură mai complexă decît cea a planetelor surori, dispunînd de un cîmp fizic propriu, despre care s-a făcut menţiune în capitolul 2 al acestei lucrări. Dinamica terestră a apărut odată cu concentrarea materiei cosmice din care s-a format Pămîntul şi s-a manifestat în permanenţă, influenţînd, în mod direct, diferenţierea materiei de-a lungul razei terestre şi avînd ca rezultat formarea învelişurilor (geosferelor) actuale, constituite aşa cum le cunoaştem în prezent. Dinamica terestră va rămîne şi în continuare sub influenţa aceloraşi factori sau forţe, interne şi din afară (cosmice şi energie solară), care vor continua să schimbe (pe plan local şi pînă la întinderi terestre) conţinutul şi înfăţişarea învelişurilor exterioare.

FORŢE SAU FACTORI ENDOGENI

Gravitaţia a avut un rol hotărîtor în dispersarea şi aşezarea materiei de-a lungul razei terestre şi în compactizarea acesteia.

Cîmpul gravitaţional terestru a variat în cursul timpului datorită instabilităţii unor sectoare sau platforme ale scoarţei terestre, a căror poziţie a suferit modificări în funcţie de procese tectonice (ridicări, coborîri şi deplasări de altă formă), de procese seismice ş.a., cum şi de raporturile geometrice dintre Pămînt—Lună—Soare. Primul efect al cîmpului gravitaţional, manifestat asupra formei globului terestru, apare în diferenţa de turtire a acestuia cu o valoare de 1/298,25 faţă de turtirea ideală ce ar rezulta într-un echilibru

Scanned with OKEN Scanner

hidrostatic al planetei și a cărei valoare calculată ar fi de 1/300.

Se știe că intensitatea cîmpului gravitațional crește de la ecuator spre poli. Dacă Pămîntul ar avea o structură omogenă, vectorul gravitate ar avea valorile orientate numai după meridian. Datorită structurii neomogene a geosferelor, și îndeosebi a litosferei, apar anomalii gravitaționale orientate după meridian, cum și pe alte direcții. Cauza acestor anomalii este prezența unor roci mai dense (de regulă roci magmatice) în interiorul unor blocuri, eventual în spațiul dintre blocuri sau în sectoare ale scoarței cu o compoziție sialiacă mai puțin densă. Astfel de anomalii pot fi: locale, regionale sau de mari întinderi.

Anomalii puternic pozitive ale cîmpului gravitațional apar deasupra foselor oceanice. Anomalii mai slab pozitive apar în lungul crestelor oceanice. Față de unele sisteme orogenice, ca în cazul centurii alpine, anomaliile sînt pozitive în partea de vest și negative în partea de est[1].

Nefiind destul de bine cunoscute caracteristicile mantalei superioare, inclusiv ale astenosferei și nici modul cum litosfera acoperă și maschează astenosfera, este necesar ca, pe lîngă valorile cîmpului gravitațional, să se cunoască și alte caracteristici, între care cele legate de seisme și de variațiile fluxului de căldură.

C ă l d u r a internă și fluxul termic terestru condiționează starea fizică a materiei din geosfere. Valorile factorilor termodinamici (temperatură și presiune) determină formarea curenților de convecție din mantaua exterioară și deplasarea magmei în riftul dorsalelor oceanice, în aliniamentele vulcanice din largul oceanelor și în vulcanii înșirați în fața zonelor oceanice de subducție a scoarței.

Căldura internă reprezintă un potențial fizic relict, cu originea în fazele inițiale din vîrsta Pămîntului, regenerată, ulterior, prin procese de dezintegrare nucleară a unor elemente.

Procesele de dezintegrare nucleară nu se produc la mari profunzimi. „Dacă mantaua superioară ar conține atîtea elemente radioactive cîte are scoarța, prezența lor ar fi prea suficientă pentru a ne da seama de fluxul constatat" *(M. Francheteau,* 1972) (vezi și pag. 75—78)

---

[1] A se face corelarea cu datele din partea întîi, p. 68—69.

În oceane, fluxul termic maxim este deasupra dorsalelor și descreşte cu depărtarea spre fose. Din această constatare, rezultă concluzia că scoarţa oceanică, inclusiv litosfera, este cu atît mai caldă cu cît este mai recent formată. Măsurători efectuate în mai multe sectoare ale Oceanului Pacific au demonstrat că fluxul termic este de două ori mai ridicat într-un sector tînăr (sub 10 milioane ani) decît în sectorul cel mai vechi (de aproximativ 100 milioane de ani).

Pe continente, de asemenea, apare o variaţie a fluxului termic, a cărui valoare ajută la determinarea vîrstei relative a unor regiuni sau provincii. Provinciile tectonice mai tinere au un flux termic mai ridicat; cele mai vechi (cu vîrsta de peste un miliard de ani) au un flux minimal, uniform, comparabil cu cel al vechilor provincii oceanice, cu deosebirea că descreşterea cu vîrsta a fluxului termic pe continente este mai lentă decît în vechile provincii oceanice.

Căldura internă este cel mai important factor endogen în dinamica terestră.

Magnetismul terestru, prin magnetosferă, a creat şi menţine ionosfera şi centurile de radiaţii care îmbracă planeta, izolînd-o de unele radiaţii dăunătoare vieţii.

Cu ajutorul datelor furnizate de cîmpul gravitaţional, de fluxul de căldură, de comportarea masei terestre la propagarea undelor seismice, de adîncimea susceptibilă pentru intense dezintegrări nucleare, se pot construi modele ale mantalei superioare şi ale crustei, care ar putea sugera imaginea unei „maşini termice“ cu rol în dinamica terestră, inclusiv în mişcarea plăcilor litosferice (*L. Lliboutry*, 1972).

Viteza de rotaţie a Pămîntului, cu variaţiile ei periodice şi aperiodice, a produs variaţii în intensitatea unor procese geologice. Este de reţinut că viteza de rotaţie a Pămîntului în trecut a fost mai mare şi cu un efect mai pronunţat în dinamica terestră.

Modificarea vitezei unghiulare a mişcării Pămîntului, s-ar datora următoarelor cauze principale: — comprimarea gravitaţională ar fi determinat o acceleraţie seculară, în timp ce frînarea exterioară, prin flux mareic, ar fi determinat o încetinire treptată a vitezei de rotaţie; — transferul de materie şi de la baza scoarţei spre suprafaţă, eventual forţele electromagnetice, ar fi influenţat modificările în salt ale vitezei de rotaţie.

Scanned with OKEN Scanner

Dintre forțele externe care influențează dinamica terestră menționăm, în primul rînd, *atracția universală* care menține Pămîntul la o distanță relativ aceeași în raport cu Soarele, cu celelalte planete și cu satelitul natural, Luna. Variațiile valorii atracției universale și cea a cîmpului magnetic cosmic produc modificări ale vitezei de rotație a Pămîntului în timpul unui an galactic, proces cu o rezonanță în dinamica majoră a scoarței terestre. Astfel de variații răspund de liniile mari de diastrofism terestru (aliniamente de rupturi adînci ale scoarței, formarea de catene muntoase ș.a.), diastrofism creat în mod alternativ în cele două emisfere, cu orientare după meridian sau după cercuri paralele. Variația mișcării de rotație este influențată și de *mareele* provocate de Soare și mai ales de Lună, maree care afectează nu numai învelișul apelor ci și partea superficială a mantalei superioare și a scoarței.

Fluxul mareic se manifestă cel mai vizibil la suprafața Oceanului Planetar, printr-o deformare a suprafeței de maximum 50 cm și care se produce de două ori în 24 ore. Cele două valuri („cocoașe") de flux mareic ajung la uscat cu oarecare întîrziere față de timpul calculat în mod teoretic. Mareea afectează, așa cum s-a menționat anterior, și domeniul de sub scoarță, care este caracterizat printr-o altă stare de vîscozitate decît cea a scoarței consolidate și mai ales a apei. Starea de vîscozitate de sub scoarță se apreciază că ar fi cauza frînării undei de flux ajunsă la uscat, frînare care diferă, în funcție de structura geologică, diferită, și ea, în diferitele regiuni ale scoarței terestre. În funcție de structura geologică, apare și deosebirea de adîncime și de grosime a astenosferei, sub continente și oceane, sub rădăcini muntoase sau sub cîmpii continentale, sub fose sau sub cîmpuri oceanice, ceea ce duce la o valoare diferită de amortizare, prin astenosferă, a undei de flux mareic.

Căldura primită de la Soare determină întreaga dinamică a atmosferei, hidrosferei și a biosferei, precum și intense procese de alterare și de dezagregare a mineralelor și a rocilor de la suprafața scoarței. Climatul, determinat și întreținut de energia solară, este un factor important de dezvoltare a biosferei și de repartiție a plantelor și animalelor pe suprafața Pămîntului.

Scanned with OKEN Scanner

Petele solare și intensitatea periodică a protuberanțelor solare și, prin acestea, cea a vîntului solar, intensifică periodic unele componente ale dinamicii terestre, procese care au efecte, atît în materia minerală, cît și în cea vie de pe Terra.

FENOMENE GEOLOGICE. CICLU GEOLOGIC

Scoarța terestră este sediul unor mari transformări datorită fenomenelor geologice, unele cu o durată întinsă de-a lungul erelor geologice, ca: deriva continentelor; formarea reliefului (a munților); colmatarea gropilor oceanice și a marilor depresiuni ș.a. Alte fenomene geologice au o durată mai scurtă (vulcani în erupție), iar cutremurele de pămînt au de obicei o durată de ordinul cîtorva zeci de secunde, uneori 1—2 minute.

Din ceea ce cunoaștem în legătură cu activitatea și puterea de roadere a apelor torențiale, cu puterea lor de transport și depunere, desprindem procese care, cu timpul, distrug părțile mai înalte ale reliefului, al cărui aspect și mărime sînt într-o continuă schimbare. Cercetînd firul apelor curgătoare înspre izvoare, se constată puterea lor mecanică de roadere a malurilor și de adîncire a văilor, îndeosebi cînd apele sînt crescute prin aportul ploilor sau al zăpezilor în curs de topire. Apele curgătoare dislocă, fragmentează și transportă materialul rupt din zona reliefului înalt, material pe care îl depun pe măsură ce scade viteza de curgere cît și mărimea fragmentelor pe care le au în suspensie. Descărcarea continuă la confluența cu fluviile care primesc, depun în albia lor și transmit suspensiile rămase în mări și în oceane. Ghețarii rod văile prin care curg, rup fragmente din maluri, transportă pe spinare și cimentează în masa lor toate fragmentele— mari și mici — pe care, apoi, le depun în zona lor de topire. Vîntul ridică în atmosferă praful pe care îl depune în zona de podiș și mai ales de cîmpie. În deșerturi, diferența de temperatură dintre zi și noapte produce dilatări (ziua) și contractări (noaptea), procese care duc la sfărîmarea rocilor și la formarea nisipului deșerturilor. În mările calde coralii clădesc edificiile întinse ale recifilor. În ape se depune materie organică, iar aceasta se carbonifică sau se bitumineză. Unele regiuni sînt supuse activității vulcanilor sau cutremurelor de pămînt. Țările de Jos și coasta sudică a Mării Nor-

Scanned with OKEN Scanner

dului se scufundă, în timp ce Peninsula Scandinavă se ridică. Cercetările geologice au dovedit că sedimentele depuse în ape oceanice au ajuns, ulterior, în structura unor munți care, de îndată ce ies de sub nivelul apelor, vor fi supuși din nou la alt ciclu de eroziune. Toate exemplele date sînt *fenomene geologice*, la care se alătură multe altele.

Geologul englez *Ch. Lyell* (1797—1875), urmat de *Constant Prevost* (1787—1867) au susținut și introdus în gîndirea geologică teoria cauzelor actuale sau *actualismul*. Ch. Lyell în lucrarea *Principles of Geology* (1830—1833) consideră că în fiecare perioadă geologică fenomenele desfășurate sub influența aceloraşi agenți și prin acelaşi mecanism sînt identice. Ideea este reluată de geologul *James Hutton* (1825—1895) în sinteza „Prezentul este cheia trecutului". Actualismul a fost speculat și în alte științe ale naturii. În biologie și în sociologie s-a dovedit că acest principiu trebuie aplicat cu prudență și chiar cu unele rezerve.

Principiul actualismului ne duce la ciclicitatea evenimentelor geologice în care succesiunea fenomenelor se desfășoară într-un raport de cauzalitate. O catenă muntoasă este erodată de agenți externi care dislocă materialul de la nivelul de creștet și îl depun la nivelul de bază. Procesele care concură la eroziune constituie faza de *gliptogeneză*. Materialul erodat este depus în zonele mai joase ale reliefului terestru, pe uscat (cîmpii) sau în ape (delte, lacuri, mări, oceane), unde formează depozite sedimentare. Procesul de depunere, apoi de compactizare a sedimentelor, constituie a doua fază numită *litogeneză*. Dar rocile sedimentare nu rămîn decît rareori în poziția inițială a sedimentelor: ele sînt prinse sub influența unor forțe tangențiale care le încrețesc, mecanism prin care se ajunge la formarea munților; este faza a treia numită *orogeneză*, care cuprinde procesele majore de denivelare a scoarței, adică un *diastrofism* de forma încrețirii scoarței (munți de încrețire) sau scufundări și ridicări ale unor blocuri de întindere regională, orientate după linii de fracturare ale scoarței. Acestora li se asociază și procese magmatice, vulcanice, metamorfice, metalogenetice și seismice.

Cele trei faze, în ordinea prezentată, formează un ciclu geologic (*fig. 32 a*), care redă mișcarea materiei sub un raport, de la cauză la efect, al factorilor geologici și cosmici, cu alte cuvinte redă *mișcarea geologică* a materiei terestre.

Scanned with OKEN Scanner

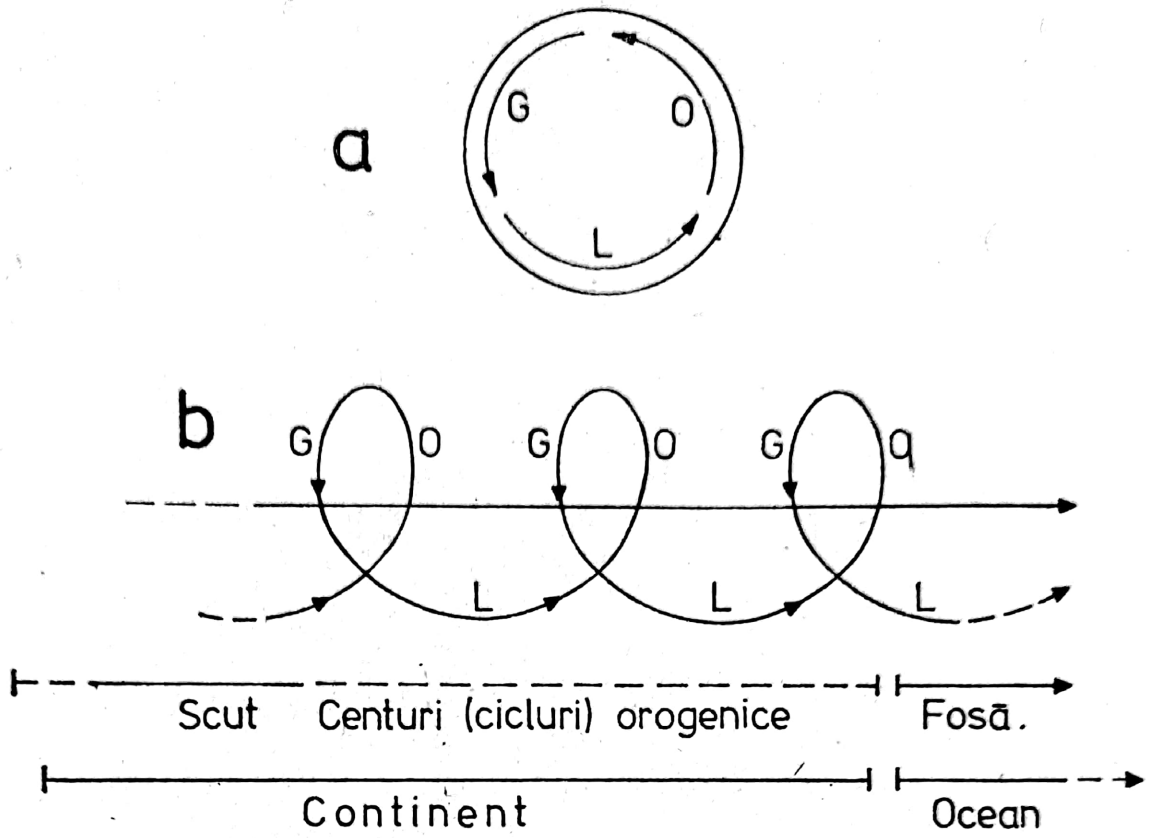


Fig. 32. Ciclul geologic: a) *Mişcarea materiei geologice şi fazele ciclului geologic;* b) *Desfăşurarea în spirală a fazelor ciclului geologic:* G — *gliptogeneză;* L — *litogeneză;* O — *orogeneză.*

De reţinut că mişcarea geologică a materiei terestre, inclusiv mărirea uscatului pe suprafaţa planetei, se face dinspre ariile continentale spre cele oceanice. Raportat la durata şi succesiunea fazelor, ciclurile se înscriu de-a lungul unei spirale, care se desfăşoară în spaţiu şi timp geologic (fig. 32 *b*).

Ciclurile geologice, prin fazele lor, delimitează marile evenimente în istoria Pămîntului, ajutînd la împărţirea ei în ere şi perioade. În era paleozoică *orogeneza caledonică* a fost urmată de o perioadă întinsă de gliptogeneză şi litogeneză în Devonian şi în Carboniferul inferior, după care, în Carboniferul superior şi în Permian a urmat *orogeneza hercinică.* Materialul din catenele hercinice a fost erodat şi depus în timpul Permianului superior, în Triasic, Jurasic şi Cretacicul inferior, deci fazele de gliptogeneză şi litogeneză s-au desfăşurat într-un timp îndelungat materialul fiind reluat într-o nouă fază de orogeneză, *cea alpină,* începînd din Cretacicul inferior pînă în Cuaternar. Pînă în prezent au putut fi descifrate ciclurile geologice: cadomian, în Infracambrian; caledonian, în Paleozoicul inferior; hercinic (varistic) în

Scanned with OKEN Scanner

Paleozoicul superior; kimmeric în Mezozoic; alpin, începînd din Cretacic pînă în Cuaternar.

Reluînd fazele succesive ale ciclului geologic, constatăm că materia angajată în acest ciclu este într-o continuă curgere şi, aparent, este acelaşi material sedimentat şi încorporat într-o nouă fază de orogeneză, cu care începe un nou ciclu. Este un material al scoarţei superficiale, cu un bogat conţinut în resturi de viaţă (fosile şi materie organică formată în circuitul biotic). Pe lîngă acest material, în ciclul geologic este angajat şi un material nou reprezentat prin magme şi lave vulcanice venite de la baza crustei, pe căi înlesnite de fracturarea acesteia în procese legate de orogeneză.Cu această fază (orogeneză), fenomenele geologice se extind din zona de suprafaţă în toată grosimea crustei, pînă în astenosferă.

Desfăşurarea fenomenelor geologice prezintă două direcţii de manifestare:

Direcţia centrifugală sau *ascendentă*, corespunzătoare fazei de orogeneză. Are ca efect aducerea în scoarţă şi la suprafaţa ei a unei cantităţi enorme de energie prin fenomene tectonice, magmatice, metamorfice, seismice, geotermice. Mase mari de material juvenil (din zonele adînci ale scoarţei şi din astenosferă) sînt aduse la suprafaţă şi supuse altor condiţii fizico-chimice sub influenţa cărora suferă o intensă transformare prin alteraţie, eroziune, transport, apoi de sedimentare. Aceste procese corespund gliptogenezei şi litogenezei, desfăşurate pe o *direcţie centripetă* sau *descendentă*. Direcţia ascendentă include fenomene geologice ale *dinamicei terestre interne;* cea descendentă ale *dinamicii externe*. De reţinut însă şi faptul că mişcarea materiei şi succesiunea fazelor orogeneză-gliptogeneză-litogeneză nu a avut un caracter global. Din această cauză nu se poate încadra întreaga dinamică internă în faza de orogeneză.

Procesele fizice şi geochimice la care este supusă materia în cursul unui ciclu geologic, a cărui durată este de sute de milioane de ani, sînt dintre cele mai complexe. Revenind asupra evoluţiei materiei terestre de la începutul formării planetei, trebuie să ne reamintim că materia protoplanetară a fost alcătuită din particule elementare, din elemente, combinaţii chimice simple şi din praf cosmic şi că acest material şi-a complicat edificiul fizico-chimic, dînd substanţele aşa de variate ale lumii materiale, cu complecşii cunoscuţi în lumea coloizilor minerali şi mai ales în macromoleculele lumii vii. Apare însă şi procesul invers, de simplificare a

Scanned with OKEN Scanner

unor complexe macromoleculare şi de reaşezare a materiei cînd condiţiile termodinamice impun astfel de fenomene. Materia organică ajunsă în zona de metamorfism sau de magmatizare se întoarce la forme mai simple, elementare (grafit) sau de molecule simple (metan, etan, etc); materia neorganică, sub forma de edificii moleculare complexe, se întoarce la forme elementare, la combinaţii simple din 2—3 elemente. Unele elemente se dezintegrează, dînd diferite corpuscule elemenare, diferite radiaţii. În evoluţia materiei de-a lungul unor cicluri geologice apar aspecte în care materia se întoarce şi spre formele de început a lumilor.

Scanned with OKEN Scanner

CAPITOLUL 6

DINAMICA INTERNĂ. PROCESE ASOCIATE

GENERALITĂȚI

În descrierea ciclului geologic sau tectonic (capitolul 5), dinamica internă se încadrează în faza de orogeneză, care, în sensul larg, cuprinde, așa cum s-a menționat, procesele tectonice (mișcări orizontale și verticale a unor corpuri și structuri geologice), cum și procesele asociate, ca: magmatism; metamorfism; procese geotermice și metalogenetice; fenomene seismice.

Asupra corpurilor geologice în timpul proceselor tectonice acționează forțe *orientate* sau *diferențiate* și se manifestă sub formă de compresiuni, tensiuni sau întinderi, forfecare și torsiune (fig. 33). În corpurile geologice asupra cărora se exercită forțele diferențiate se manifestă reacții egale și de sens contrar, care constituie așa-numitul *stress* care, la fel, este de compresiune, de tensiune, de forfecare și torsiune. Stressul se dezvoltă în toate planele perpendiculare pe direcția de manifestare a forțelor diferențiate. Deformațiile care se produc sub acțiunea forțelor diferențiate pot fi elastice, plastice și rupturale. Deformațiile sau dislocațiile elastice se manifestă în timpul proceselor seismice. Deformațiile plastice apar în procesele de cutare a formațiunilor geologice iar deformațiile rupturale se manifestă prin discontinuitate, sub formă de falii și fracturi, în formațiunile afectate.

Problemele dinamicii interne, în cauzalitatea și succesiunea proceselor amintite, ar putea apărea simple și într-o

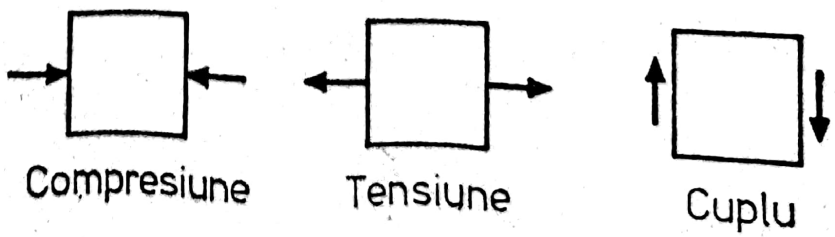


Fig. 33. Sensul de acționare al forțelor diferențiate în litosferă.

Scanned with OKEN Scanner

desfășurare logică și legică a fenomenelor. În trecut erau reținerii asupra factorului de impuls major, necesar pentru punerea în mișcare a lanțului de cauzalități și efecte geologice. Mult timp s-a considerat că din răcirea lentă a Pămîntului au rezultat fenomene de contracție și de compartimentare a scoarței, de coborîre a blocurilor mai grele, de ridicare a celor mai ușoare care suferă și o strivire laterală, cutîndu-se. Alte ipoteze au încercat să explice impulsul inițial apelînd la echilibrul izostatic, la dezintegrări radioactive etc. Nu a fost precizată o linie unitară de gîndire, închegîndu-se, totuși, concepția după care lanțul continuu al fenomenelor geologice este un mecanism complex al autodezvoltării Pămîntului.

Acum, cînd este mai bine cunoscută structura de ansamblu a planetei, raportîndu-se la ordinea existentă în răspîndirea structurilor geologice, la ritmicitatea fazelor în ciclul geologic, cum și la cea a fenomenelor geologice de o mai amplă intensitate, este necesar să se coreleze procesele dinamicii terestre și cu cîmpul sau potențialul fizic propriu planetei, influențat de factori cosmici.

TECTONICA PLĂCILOR

Începînd cu anii 1950, au fost efectuate intense cercetări pentru descifrarea reliefului oceanic, un rol de pionierat avînd oceanografia. Prin sondaj ultrasonic continuu, a fost creat fondul topografic în care au apărut, cu interesante detalii, dorsalele oceanice. Identificarea unor focare seismice în lungul dorsalelor a dus la concluzia că acestea sînt zone sau structuri active de-a lungul cărora se produc descărcări ale unor tensiuni interne și deformații rupturale. Cu ajutorul metodei de seismoreflexie continuă a fost studiată cuvertura sedimentară care acoperă fundul oceanic. Prin prelevări de probe petrografice, din zona crestelor dorsale, s-a putut demonstra că aceste creste sînt formate din bazalte, fără cuvertură sedimentară. Sedimentele încep să apară pe flancurile dorsalelor și sînt din ce în ce mai groase înspre fose unde, la baza stivei, sînt stratele sedimentare cele mai vechi. Cu aceste date, s-a ajuns la concluzia că scoarța oceanică se formează în riftul dorsalelor și se mișcă pe direcții opuse perpendiculare față de dorsale, sub forma unui „covor rulant“ care se

Scanned with OKEN Scanner

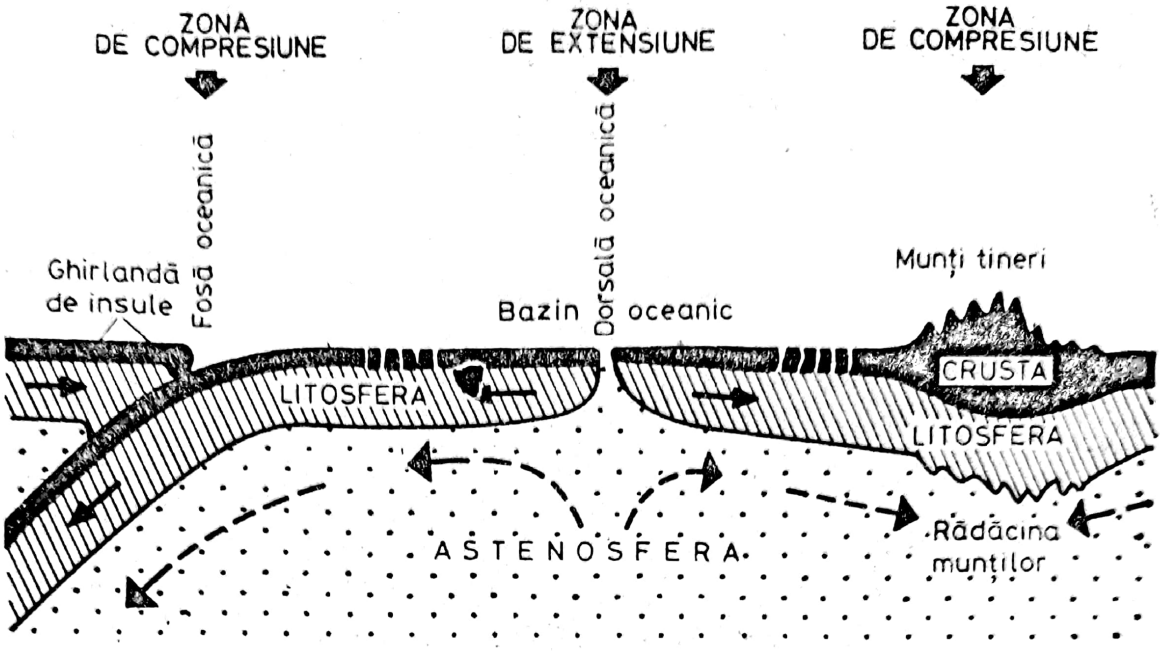


Fig. 34. Zone de acreție (extensiune) și de consum (compresiune) în scoarța terestră.

acoperă progresiv de sedimente (*R. Dietz*, 1961, *H. Hess*, 1962) și, la limita oceanelor, scoarța oceanică se scufundă prin fose, în astenosferă. Cu aceste succese obținute în geologia structurală începe conturarea unei noi concepții, *tectonica plăcilor*, din care se dezvoltă apoi geologia globală sau geologia planetară.

Din cele expuse rezultă că plăcile litosferice se formează în regiunea dorsalelor (zonă de acreție) și se distrug în părțile cele mai îndepărtate, unde intră, prin fosele oceanice, în astenosferă (zona de consum a scoarței oceanice) (fig. 34). Contactul dintre plăci în zona de acreție este divergent, iar în zona de consum (subducție) este convergent. Apare și un contact de alunecare a unei plăci față de placa învecinată, contact care se produce de-a lungul unei falii transformante.

Faliile transformante. Au fost puse în evidență de către *J.T. Wilson* (1965). Ele secționează crestele dorsale într-un sistem aproape paralel și orientat uneori perpendicular pe dorsală. În cele două compartimente ale celor mai multe falii transformante, dorsala oceanică apare segmentată și decroșată (deplasată la dreapta sau la stînga), deci în lungul dorsalei nu apare o continuitate netă. Unele falii transformante dezmembrează placa oceanică, mai ales cînd aceasta înaintează spre mai multe fose, la distanțe diferite față de frontul ei general de înaintare.

Scanned with OKEN Scanner

Structura plăcilor. Ca structură, plăcile litosferice cuprind scoarţa şi partea superioară a mantalei cu care formează corpuri geologice de întinderi terestre. Plăcile nu sînt fixe, ci se mişcă pe astenosferă. În cursul timpului geologic, plăcile suferă transformări în ce priveşte mărimea, putînd dispărea, putîndu-se forma altele. Plăcile sînt separate între ele prin mari fracturi care ajung pînă la nivelul astenosferei. În interiorul lor, plăcile prezintă falieri, fracturări de o valoare mai mică, afectînd scoarţa sau numai nivele mai de suprafaţă ale acesteia.

Plăcile litosferice nu reprezintă numai părţi de uscat sau numai scoarţa oceanică, ci unele cuprind atît părţi de uscat, cît şi părţi din scoarţa oceanică. Scoarţa continentală care intră în compoziţia unei plăci litosferice poate fi comparată cu o bucată de lemn prinsă într-un bloc de gheaţă. Cît timp gheaţa îşi păstrează rigiditatea, bucata de lemn este fixă şi nu poate aduce modificări importante în relaţia cu substratul. Scoarţa continentală fiind mai uşoară decît substratul, de provenienţă din manta, nu va putea fi resorbită, deci placa întreagă nu se va putea scufunda şi topi.

Prin determinări paleomagnetice s-a ajuns la constatarea că plăcile tectonice oceanice conţin un magnetism remanent de egală intensitate, care le separă în fîşii perechi şi simetrice faţă de creasta dorsală. Magnetismul acestor fîşii scade cu timpul şi în funcţie de depărtarea de dorsală. Perechile de fîşii cu magnetism pozitiv alternează cu fîşii de magnetism invers, ceea ce sugerează că în dezvoltarea plăcilor s-au produs inversiuni ale polilor magnetici.

Zone de generare a plăcilor litosferice sînt în primul rînd crestele dorsale, mediane ale oceanelor. Prin dorsalele mediane se ridică magme bazaltice din astenosferă. Fluxul termic deasupra dorsalelor este mai ridicat. În unele sectoare s-au înregistrat variaţii importante ale fluxului caloric, ca în dorsala Juan de Fuca şi în cea mediană oceanică. Se interpretează că se produce o circulaţie activă a unor soluţii hidrotermale în interiorul faliilor scoarţei de curînd consolidate (*Talvani* ş.a. 1971, *Hyndman* şi *Rankin*, 1972). Zone de acreţie mai tinere sînt depresiunile mediane ale Golfului Californiei şi Mării Roşii. Prin crestele acestor două tinere mări interne se produc noi plăci submerse care vor îndepărta, una faţă de alta, coastele continentale. Cea mai recentă zonă de acreţie în formare este riftul continental est-african, un sistem de fracturi adînci în lungul cărora sînt

Scanned with OKEN Scanner

Fig. 35. Subducția plăcii pacifice în fosa din fața insulelor japoneze.

plasate lacurile est-africane și se manifestă o activitate vulcanică. Participarea zonelor de acreție la formarea litosferei ar sugera o creștere a suprafeței terestre. Cercetările efectuate în partea distală (cea mai îndepărtată de rift) a plăcilor oceanice au dus la concluzia că litosfera oceanică se consumă în fose, în același ritm în care se creează.

Consumul plăcilor litosferice se produce prin afundare în astenosferă sau prin alunecarea una sub alta și prin coliziunea a două plăci. Afundarea în astenosferă sau subducția, așa cum rezultă din fig. 35, se produce în fosele din fața arcurilor insulare, ca în vestul Oceanului Pacific, sau în fosele din fața unei plăci continentale, ca în cazul Pacificului de est, sub plăcile americane.

Plăcile subduse au grosimi considerabile și vîrste de zeci pînă la sute de milioane de ani. În acest timp, ele au atins un grad de omogenitate și de temperatură care le diferențiază net de structura, temperatura și compoziția astenosferei în care vor fi resorbite și asimilate. Grosimea acestor

Scanned with OKEN Scanner

plăci și evoluția lor, în cadrul tectonicii globale, a generat o denumire adecvată, cea de *tectonosferă*.

Pătrunderea plăcilor în fose se face cu viteza cu care acestea se formează. Este o pătrundere mecanică, în care contactul dintre placa subdusă și cea sub care intră se face cu acumulări de energie, cu fisurări, fracturări, și ridicare de temperatură. Subducția se face în lungul unui plan cu înclinarea pînă la 50—55°, *planul* sau zona *Benioff*, care se poate afunda pînă la adîncimi de 700 km. În lungul planului Benioff se produc descărcări de energie care dau deformațiile elastice, cunoscutele seisme sau cutremure de pămînt, cum și fracturări în placa sub care se face subducția.

Placa subdusă, ajunsă la nivele în care temperatura poate determina topirea rocilor, generează camere de topituri sau de magme care tind să se ridice spre suprafață. Ridicarea magmelor este orientată după liniile de fracturi adînci cum și după direcțiile cutelor ce se formează din sedimentele acumulate în fose și pe platforma continentală, acoperită de apele oceanice. Magmele ajunse spre suprafață se revarsă prin aparatele vulcanice în afara litosferei. Asupra acestui aspect se va reveni.

În cazul subducției sub un arc insular, ca în vestul Oceanului Pacific sau în nord-estul Oceanului Indian, subducția are loc în fosele adînci, iar topiturile magmatice legate de acest proces au dus la formarea unor lanțuri sau arcuri insulare care asociază și un intens vulcanism. În dosul arcurilor insulare se află mări interne (Ohotsk, Japoniei, Chinei ș.a.), după care urmează litosfera de tip continental. În suprafață, distribuția acestor structuri apare ca în fig. 35.

În fig. 36 este dată o schemă sintetică a tectonicii plăcilor (*B.J. Isacks, J. Oliver, L. Sykes*, 1968). La mijlocul schemei se găsește o creastă dorsală *(1)*, secționată în trei tronsoane prin două falii transformante *(4)*. În dreapta este o zonă de subducție, un plan Benioff arcuit *(2)* care se afundă sub un continent. În stînga, fîșii din placa litosferică, orientate după cele două falii transformante, sînt subduse sub un arc insular *(3)*. Partea distală a plăcii, de la stînga riftului, înaintează spre o fosă din fața unei plăci continentale. Săgețile din astenosferă arată sensul curenților de convecție care alimentează rifturile și vehiculează plăcile litosferice.

În cazul cînd două plăci cu scoarță continentală alunecă una spre alta, are loc un proces de coliziune cu formarea, în

Scanned with OKEN Scanner

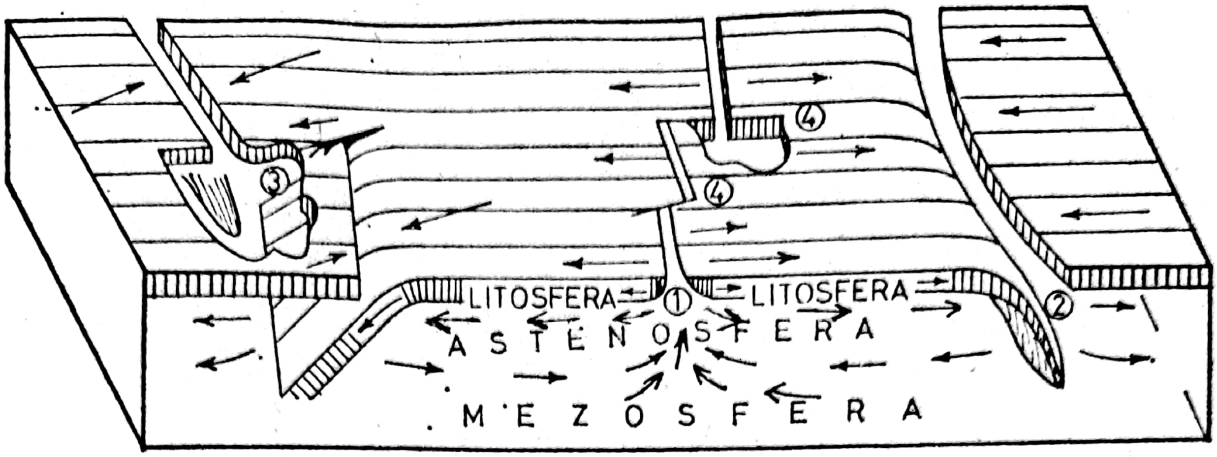


Fig. 36. Schema sintetică a tectonicii în plăci (după Isacks, Oliver și Sykes, 1968) 1 — *zona de acreție în dorsalele oceanice;* 2 — *zona de subducție a plăcii oceanice sub un continent;* 3 — *zona de subducție sub un arc insular;* 4 — *falii transformante.*

aria de contact dintre blocurile continentale, a unor munți de coliziune (Ural, Himalaya).

Din cele expuse, rezultă că în zonele de generare a plăcilor se produc procese de extensie, de împingere a crustei formate spre zonele marginale de consum unde intervin procese de contracție asociate cu subducție sau coliziune.

Cinematica plăcilor. Mișcarea plăcilor litosferice este un proces nelămurit îndeajuns. Se admite că sub plăci, în astenosferă și în partea exterioară a mezosferei, se produc așa numiții *curenți de convecție*, o mișcare lentă a materialului de la baza litosferei pînă spre adîncimi de 600—700 km, curenți circulari care vehiculează plăcile. Starea fizică a materiei de la acest nivel corespunde unor condiții de o oarecare plasticitate, iar mișcarea propriu-zisă este un caz particular, explicat și înțeles prin caracteristici reologice.

Este necesar să amintim că mișcarea plăcilor este de translație prin rotire, datorită faptului că ele se mișcă pe un corp sferoidal și că ele înseși au (mai mult sau mai puțin) o formă de calotă, sferoidală. Cinematica plăcilor, raportată la o sferă, a fost introdusă de *E.C. Bullard* și alții (1965), iar bazele acestei cinematici au fost stabilite de *W.J. Morgan* (1968). Pentru a lămuri mișcarea pe o sferă, s-a apelat la o teoremă a lui *L. Euler* (1707—1783) după care deplasarea pe o sferă apare ca o rotație rigidă în jurul unui ax care unește două puncte prin centrul sferei. Cele două puncte se numesc *poli de mișcare*. În fig. 37 este dat un exemplu de îndepărtare, una de alta, a două plăci *A* și *B*. Mișcarea descrisă de o placă față de alta, care este considerată fixă, este o rotație în jurul

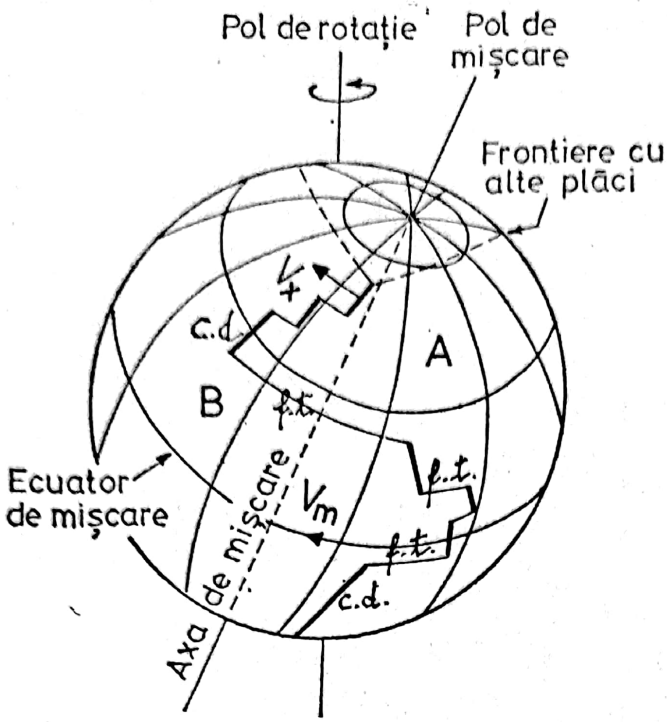


Fig. 37. Mișcarea relativă a două plăci litosferice, A *și* B, *care se îndepărtează una de alta* (după L. *Thaler, 1971).*

unei axe formate de cei doi poli de deplasare, numiți poli *eulerieni*, care nu trebuie confundați cu polii de rotație terestră (poli geografici). Cele două plăci (*A* și *B)* se găsesc în divergență față de o creastă dorsală oceanică care le separă. Creasta dorsală este indicată prin linia mai groasă *(c.d.)*, secționată și deplasată prin falii transformante (f.t.). În exemplul dat, considerînd placa *A* fixă, placa *B* se va mișca în sensul dat de săgeată, cu o viteză maximă (V_m) la ecuatorul de mișcare și cu viteză intermediară (V_x) din ce în ce mai mică înspre polii de mișcare, unde este nulă. Faliile transformante sînt paralele cu direcția mișcării, deci ele redau direcția mișcării plăcilor.

În fig. 38 se arată relațiile dintre patru plăci care au aceeași axă euleriană și aceleași relații cu elementele majore ale fundului oceanic (creste, falii, fose). Cînd limita dintre două plăci este paralelă cu vectorul viteză relativă, aceasta este o falie transformantă; altfel, limita dintre plăci poate fi o creastă generatoare de scoarță sau o fosă în care are loc subducția.

Interpretînd anomaliile gravimetrice la scară planetară, geofizicianul *W.H. Kaula* a ajuns la concluzia că acestea sînt produse de interacțiunile complexe dintre curenții de convecție care se produc în astenosferă și partea inferioară a litosferei. Anomaliile pozitive deasupra foselor rezultă din afundarea plăcii litosferice — mai rece — sub placa continentală și din reacția astenosferei care împinge și lito-

Scanned with OKEN Scanner

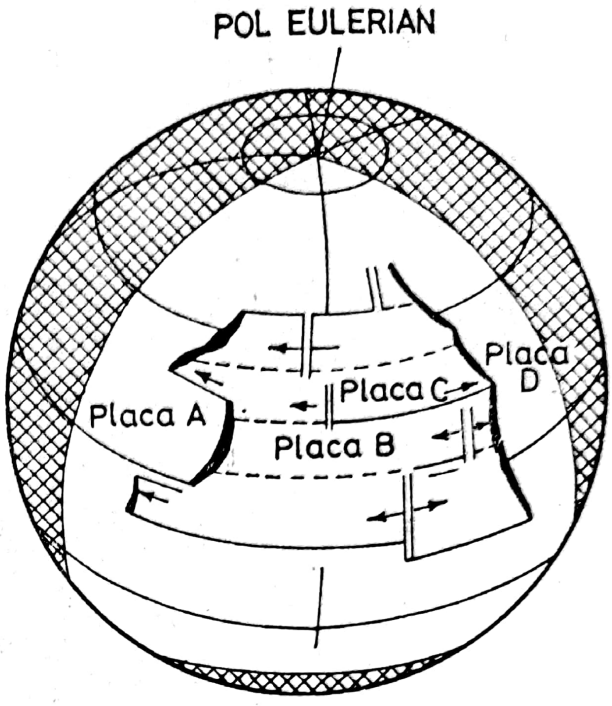


Fig. 38. Relaţiile dintre un sistem de patru plăci care au aceeaşi axă eulerianã şi elementele majore ale fundului oceanic- (creste, falii, fose). Faliile sînt orientate în lungul paralelelor euleriene (X. Le Pichon, 1972).

sfera în sus. Odată cu această împingere a litosferei, se produc şi intruziuni de magme în masa litosferei. Pentru explicarea anomaliilor pozitive de deasupra dorsalelor oceanice, se admite că astfel de valori apar numai dacă masa magmatică împinsă în fracturile riftului este destul de mare pentru a produce o creştere de greutate a dorsalei.

DERIVA CONTINENTELOR

O consecinţă a formării rifturilor în interiorul unor blocuri continentale, urmate de o invazie a apelor oceanice şi de dezvoltarea, în continuare, a plăcilor oceanice este mişcarea de translaţie sau deriva celor două continente. Fără a cunoaşte mecanismul tectonicii plăcilor, în al doilea deceniu al secolului XX, *G.J. Taylor* şi, îndeosebi, *A. Wegener* (1911) au emis ipoteza derivei continentelor, iar Wegener a dezvoltat teoria translaţiei. Wegener presupunea că în Precambrian a existat un singur bloc de uscat, înconjurat de un singur ocean planetar (fig. 39). Nu există urme certe ale raporturilor paleogeografice în timpul Paleozoicului şi în Mezozoicul inferior, cu o referire la întreaga suprafaţă terestră. De altă parte, cea mai veche scoarţă oceanică, datată prin măsurători de geocronologie absolută a bazaltelor care o compun, cît şi după vechimea primelor sedimente care o acoperă, nu depăşeşte vîrsta de 200 milioane de ani.

Scanned with OKEN Scanner

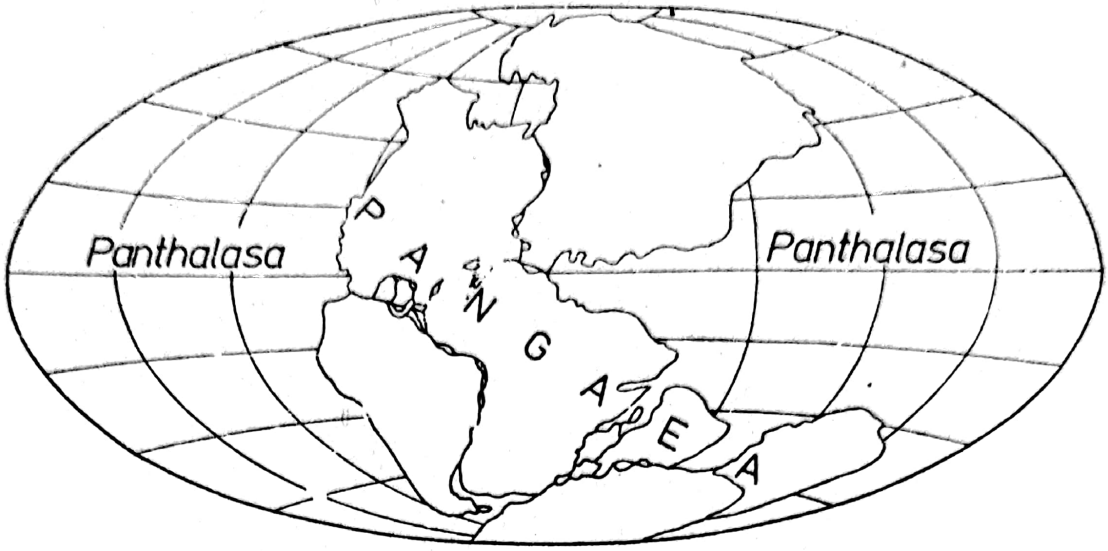


Fig. 39. Un singur supercontinent „Pangaea", înconjurat de un ocean universal „Panthalassa". Raporturi geografice în urmă cu circa 200 milioane de ani (S.W. Matthews, 1973).

Actuala derivă a continentelor a început cu un rift (dorsală) orientat aproximativ latitudinal, care a separat America de Nord de America de Sud şi prin o falie transformantă care a mijlocit o mişcare diferenţiată, de forfecare, prin care Pangaea s-a împărţit în două blocuri: *Laurasia* în emisfera nordică şi *Gondwana* în emisfera sudică, separate prin Marea Tethys.

În a doua jumătate a erei mezozoice, cele două blocuri au fost destul de îndepărtate unul faţă de altul, mai ales în partea lor de vest în care s-a format Oceanul Atlantic de mijloc. Un alt rift, cu orientare tot latitudinală, în emisfera australă, a separat, din blocul Gondwanei, un corp continental austral, din care s-au diferenţiat, mai tîrziu, Antarctica şi Australia. Cu acest eveniment geologic a început formarea şi dezvoltarea Oceanului Indian. După o falie transformantă a riftului austral, s-a desprins, tot din Gondwana, blocul Indian care şi-a început translaţia spre nord. Riftul Atlanticului de mijloc s-a dezvoltat apoi la nord de Golful Gasconiei şi a marcat separarea parţială a Americii de Nord de Laurasia, acesta fiind şi momentul de început al Atlanticului de nord, fig. 40.

A rămas, totuşi, unit blocul continental Laurasia. Un nou rift, orientat longitudinal, a apărut în interiorul Gondwanei, prin care, ulterior, s-a separat America de Sud de Africa.

Scanned with OKEN Scanner

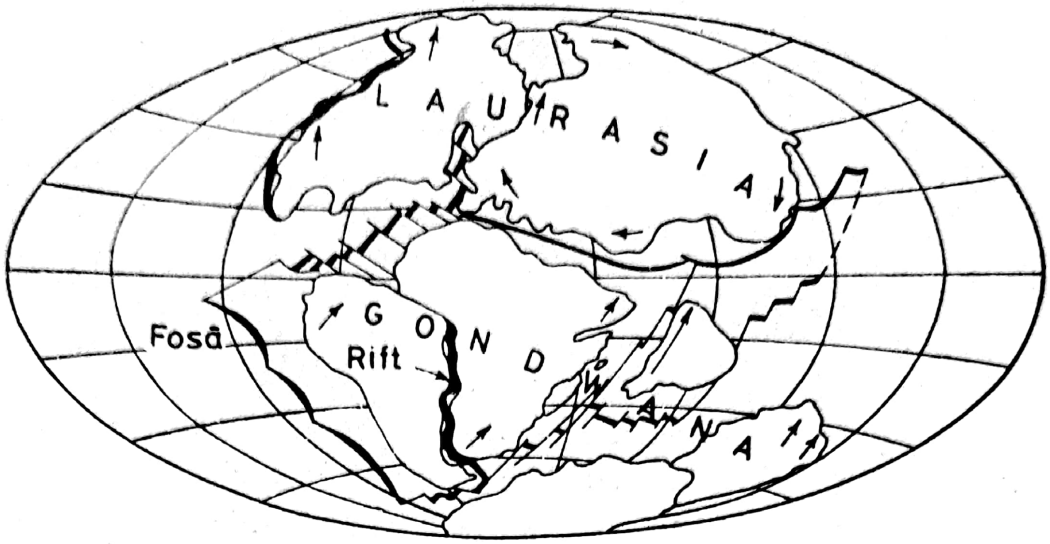


Fig. 40. În urmă cu 135 milioane de ani: un bloc continental nordic, Laurasia; un bloc continental sudic, Gondwana; Antarctica unită cu Australia.

Cu acest din urmă rift, blocul Gondwana a fost îmbucătățit și dirijat spre actuala repartizare a continentelor sudice.

În Marea Tethys au urmat procese de încărcare cu material erodat din vechile cute ale munților caledonici și hercinici. Sub greutatea acestora s-au produs procese de subsidență și de sedimentație de tip geosinclinal, în care grosimea sedimentelor trădează funcționarea unor fose adînci.

Funcționarea riftului dintre America de Sud și Africa a dus la expansiunea scoarței oceanice, inundate de Atlanticul de sud, care s-a extins (fig. 41), îndepărtînd, unul de altul, cele două continente.

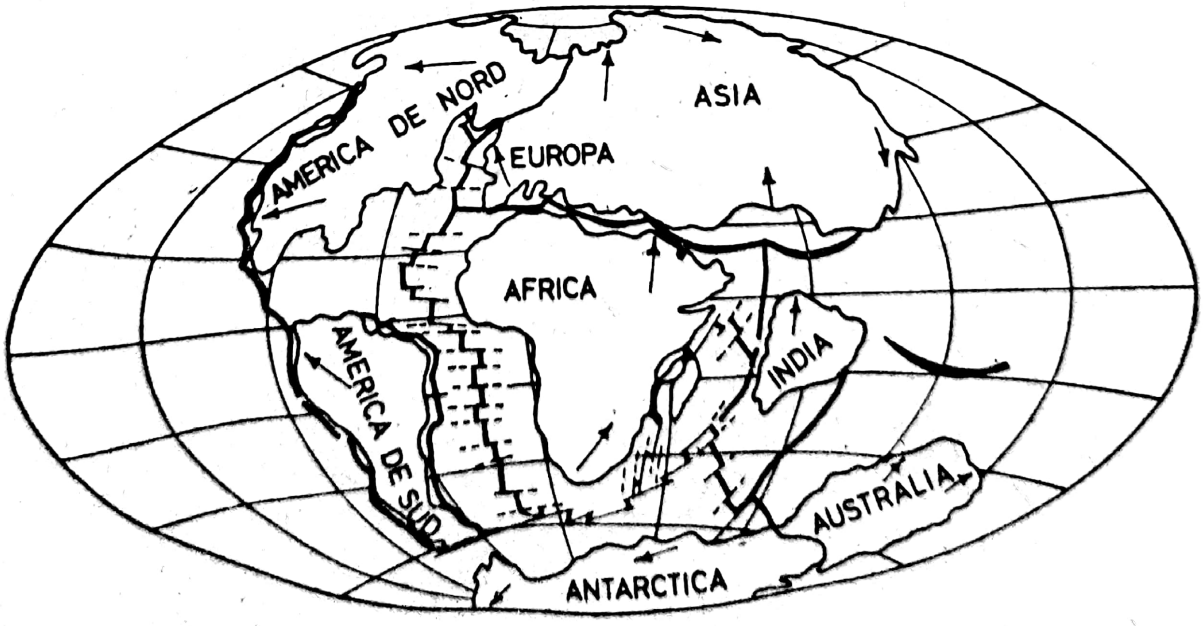


Fig. 41. Raporturile paleogeografice în urmă cu 65 milioane de ani (S.W. Matthews, 1973).

Scanned with OKEN Scanner

Riftul Atlanticului de Sud s-a unit cu riftul austral din Oceanul Indian şi a imprimat continentului african o mişcare spre nord. Prin acest proces, suprafaţa Mării Tethys s-a redus, ca urmare a împingerii plăcii africane şi a Mesetei spaniole sub Masivul Betic. Mişcarea diferenţiată între placa africană şi cea eurasiatică a fost orientată după o falie transformantă a dorsalei atlantice, extinsă în sectorul mediteranian al Mării Tethys. Înaintarea plăcii africane spre nord a presat sedimentele de geosinclinal din sectorul mediteranian, pe care le-a încreţit, începînd din Mezozoic, marcînd începutul cutelor alpine, dinarice, carpatice.

Prin extinderea dorsalei gascone spre nord, a început funcţionarea riftului atlantic de nord, pe urma căruia s-a instalat Oceanul Atlantic de Nord, în mod gradat, reducînd legătura Americii de Nord cu Eurasia la o fîşie de uscat din ce în ce mai îngustă. Din aceasta a rămas la început un pod (legătură) insular care, apoi, a fost marcat numai prin insule izolate.

Dorsala nord-atlantică a imprimat plăcii Atlanticului de nord o mişcare diferită de cea a Atlanticului de sud şi a avut ca efect cîteva evenimente geologice: subîmpingerea Europei occidentale sub edificiul austro-alpin; încreţirea unor sectoare din edificiul alpin şi a munţilor Atlas; ruptura crustei oceanice din Mediterana occidentală; formarea Apeninilor. În sectorul Oceanului Indian, placa indiană s-a deplasat înspre Asia. Din continentul african s-a mai desprins un aliniament insular: Madagascar-Seychelles. A început schiţarea dorsalei indiano-pacifice, care apoi a despărţit Australia de Antarctica.

Legăturile paleogeografice au suferit modificări continue în ultimii 65 milioane de ani, pînă la configuraţia actuală. În acest timp, Europa s-a separat complet de America de Nord, care s-a unit cu America de Sud. Prin formarea Atlanticului de Nord s-a făcut legătura cu Oceanul Îngheţat de Nord. Australia s-a separat complet de Antarctica, apropiindu-se de zona tropical-ecuatorială. India s-a deplasat spre placa asiatică, peste care a alunecat. Contactul acestor două plăci (contact de coliziune) a dus la încreţirea formaţiunilor de geosinclinal dintre ele şi la formarea masivului Himalaya. Un nou rift în Marea Roşie a rupt peninsula Arabia din partea de nord-est a Africii şi a împins-o pînă la sudura cu continentul asiatic. Apele Mării Tethys au fost reduse, încetul cu încetul. Din Marea Tethys au rămas: Marea

Scanned with OKEN Scanner

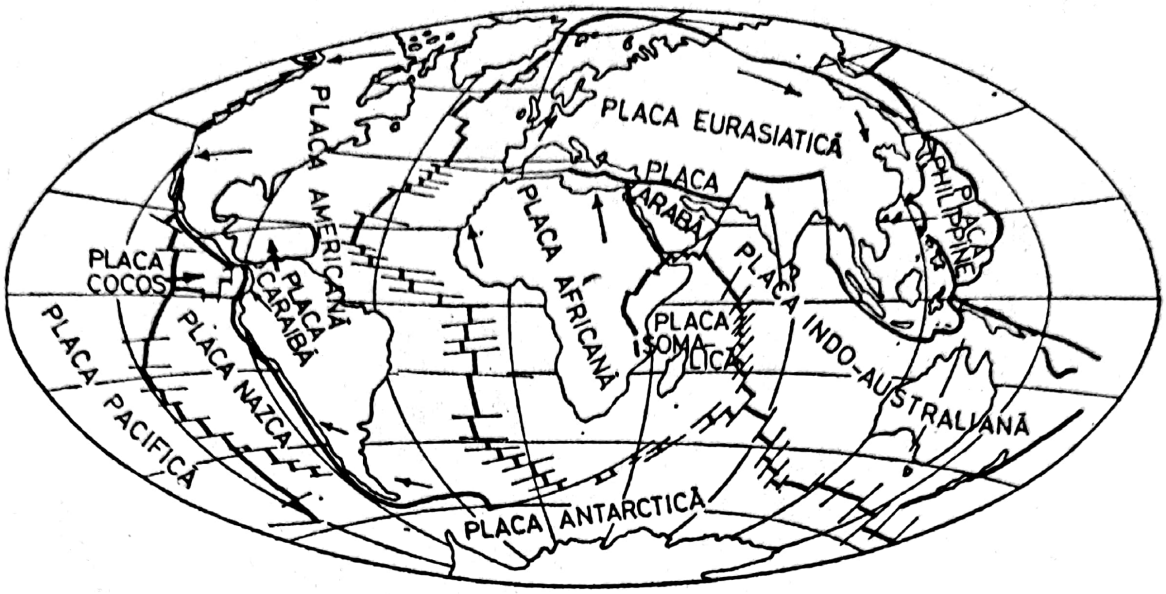


Fig. 42. Actualele raporturi geografice.

Mediterană, Marea Neagră, Marea Caspică şi un lanţ de lacuri sărate şi salmastre. În cele din urmă, lanţul orogen, pe amplasamentul vechi al Mării Tethys, s-a întins din Pirinei, peste Alpi, Dinarici, Carpaţi, Balcani, Caucaz, pînă în Himalaya şi de aici pînă în Indonezia şi Oceania (fig. 42).

Din expunerea materialului analizat mai sus, rezultă următoarele:

— nu au putut fi recoltate indicii asupra evoluţiei regiunii pacifice înaintea actualei derive, ceea ce a condus la admiterea unui singur mare bloc continental *(Pangaea)* înaintea acesteia;

— în mecanismul derivei, nu continentele se deplasează, ci plăcile pe care acestea sînt fixate;

— aria Oceanului Atlantic s-a lărgit, deoarece înnoirea scoarţei oceanice, de-a lungul riftului atlantic, nu a fost urmată de subducţia ei în fose din faţa continentelor;

— absorbţia scoarţei pacifice, atît în vest, în fosele din faţa arcurilor insulare, cît şi în est, în faţa foselor din faţa continentelor americane, a fost şi este mai activă decît formarea scoarţei noi prin dorsala pacifică, ceea ce duce la restrîngerea suprafeţei Oceanului Pacific;

— zonele de subducţie în astenosferă, în părţile distale ale scoarţei oceanice pacifice, asociază şi intense procese de vulcanism insular sau continental, procese tectonice de tip cordilieră (în vestul continentelor americane) şi intense procese seismice;

Scanned with OKEN Scanner

— dorsalele oceanice sînt secționate și deplasate, față de axa lor, prin faliile transformante, de-a lungul cărora apar procese tectonice, vulcanice și seismice.

Desprinderea actualelor continente dintr-un bloc unic este dedusă și după unele aspecte geomorfologice și paleontologice comune unor continente. Coastele estice ale Americii de Sud mulează coastele de vest ale Africii. S-a putut dovedi o continuitate a structurilor geologice și a conținutului petrografic între cele două continente: America de Sud și Africa. Unele resturi mai vechi ale vieții prezente în roci din America de Sud și Africa (reprezentate prin feriga *Glossopteris* și prin resturi de reptile *Lystrosaurus*, găsite în Antarctica, Africa, India, cu vîrsta de 180—225 milioane de ani) sînt identice, ceea ce pledează pentru condiții uniforme ale mediului lor de trai și cu posibilități directe de legături geografice între ele.

Continuitatea petrografică și tectonică de platformă, existența acelorași feluri de resurse minerale (minereuri de fier ș.a.), cum și determinări ale vîrstei absolute, conduse de *P.P. Hurley*, pe coasta de vest a Africii și pe cea de est a Americii de Sud atestă legături directe, incontestabile, între aceste continente.

Continuarea actualei derive în viitor. Plecînd de la direcțiile derivei actuale a continentelor, oamenii de știință s-au preocupat și de predicția distribuției și așezării continentelor în următoarele 50 de milioane de ani. Redăm, mai jos, o astfel de prognoză (fig. 43) aparți-

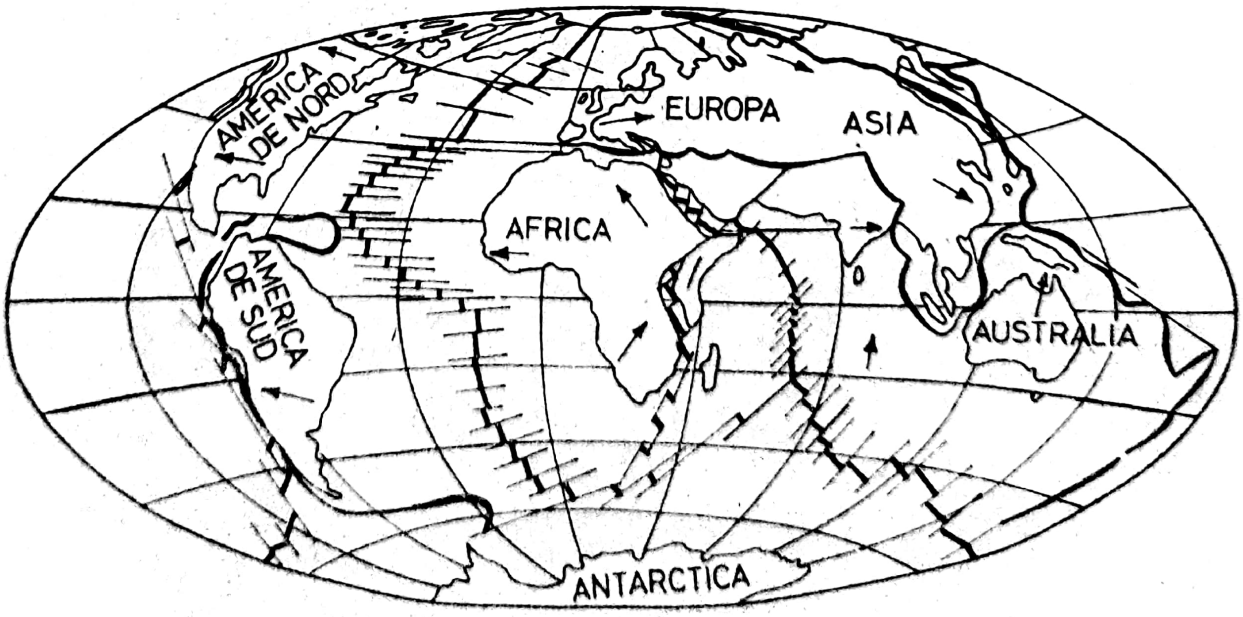


Fig. 43. Raporturile geografice probabile peste 50 milioane de ani (S.W. Matthews, 1973).

Scanned with OKEN Scanner

nînd lui *S.W. Matthews* (1973), după care ne-am orientat şi în schiţarea actualei derive prezentate anterior.

Oceanul Atlantic şi Oceanul Indian îşi vor mări suprafeţele în viitor: în Oceanul Atlantic, prin funcţionarea dorsalei mediane şi fără procese de subducţie; în Oceanul Indian, atît prin dorsala Carlsberg, cît şi prin dorsalele sudice (australe). În schimb, Oceanul Pacific îşi va reduce suprafaţa, deoarece faţă de dorsala asimetrică, activă numai într-o parte din est, apar două zone întinse de subducţie: sub continentele americane şi sub arcurile insulare din vest şi nord-vest. Translaţia plăcii africane şi a microplăcilor egeică şi turcă va duce la micşorarea suprafeţei Mării Mediterane. Prin activitatea riftului din Marea Roşie, placa arabă va fi împinsă spre est-nord est şi se va lipi la placa asiatică, prin dispariţia Regiunii Golfului. În regiunea continentelor americane se prevede separarea Americii de Nord de America de Sud, prin extinderea spre vest a fosei Porto Rico, care se va uni cu fosa Americii Centrale. În lungul faliei San Andreas (California) se va separa de America de Nord şi va fi împinsă spre gropile din faţa arcului insular al Aleutinelor.

Evoluţia în zona pacifică este legată de poziţia asimetrică a dorsalei pacifice, care s-a apropiat şi a intrat parţial sub placa sialică a Americii de Nord. Acest proces a generat falia San Andreas (şi faliile asociate), care începe din Golful Californiei. Falia are o lungime de 600 km şi înlesneşte alunecarea spre Oceanul Pacific cu o deplasare de 2,5 cm/an. Procesul de alunecare asociază înmagazinarea unor tensiuni, a căror eliberare produce seisme de grad ridicat. Tot datorită asimetriei dorsalei pacifice şi intrării ei sub continentul nord-american, rămîne activă numai partea centrală şi australă a dorsalei. În aceste condiţii, placa pacifică va suferi în viitor o deplasare laterală şi de rotire în sens invers acelor de ceasornic, afundîndu-se în fosele din nordul, nord-vestul şi din vestul Oceanului Pacific.

În Africa se va accentua funcţionarea marelui rift din partea de est a continentului în lungul căruia sînt înşirate, de la sud la nord, lacurile africane principale, în număr de opt. Riftul va duce la inundarea cu apă oceanică şi la separarea estului african de restul continentului. Partea de la est de rift va fi împinsă înspre continentul asiatic. Restul continentului african, prins între dorsala atlantică şi cea nou formată prin riftul african, legată cu riftul din Marea Roşie,

Scanned with OKEN Scanner

vor imprima Africii o mişcare de rotaţie proprie, aducînd teritoriul Tunisiei şi al Libiei în dreptul Peninsulei Iberice. Prin dispariţia istmului Suez se va face o legătură directă între Marea Mediterană şi Marea Roşie, mult lărgită. Se prevede ca Golful Gasconiei să înainteze spre est, pe la nord de Pirinei, astfel ca Peninsula Iberică să fie legată la Europa numai printr-un istm.

Formarea oceanelor. Plecînd de la premisa că a existat un singur ocean planetar înaintea actualei derive, se admite următoarea succesiune stadială de structuri geologice care au generat actualele relaţii geografice între continente, mecanisme care, probabil, vor acţiona şi în viitor:

1. Formarea grabenelor, adică a unor jgheaburi adînci în scoarţa terestră continentală, avînd ca exemplu actual Grabenul Rinului.

2. Începutul unui rift continental, de-a lungul căruia s-au produs fracturi adînci pe care se manifestă activităţi vulcanice, iar zonele depresionare au fost acoperite de adevărate mări de apă dulce (riftul african).

3. Funcţionarea unui rift, exemplu cel din Marea Roşie, un început de expansiune a scoarţei oceanice.

4. Un ocean format, cu un rift median, Oceanul Atlantic în care este activ numai riftul, restul plăcilor conservîndu-se, ceea ce duce la mărirea suprafeţei acestui ocean.

5. Un stadiu diferit, cel al Oceanului Pacific, cu o zonă de acreţie asimetrică şi cu două zone active de subducţie, care contribuie la reducerea, în viitor, a suprafeţei acestui ocean.

6. Stadiul mediteranean, în care plăcile continentale (africană şi eurasiatică) se apropie, comprimă sedimentele dintre ele şi formează lanţuri de munţi intercontinentali.

Curenţii de convecţie. Pentru a se da o explicaţie deplasării plăcilor din zona dorsalelor cum şi funcţionării riftului oceanic, s-a admis existenţa, sub litosferă sau tectonosferă, a unor curenţi de convecţie (termen introdus de *D. Griggs*, 1939), care se formează între astenosferă şi partea de suprafaţă a mezosferei, deci în mantaua exterioară, între două strate diferit încălzite şi suprapuse, cel superior fiind mai rece. Un astfel de curent are o ramură ascendentă, prin care se face un transport de material mai cald, o magmă bazică prin care se alimentează rifturile,

Scanned with OKEN Scanner

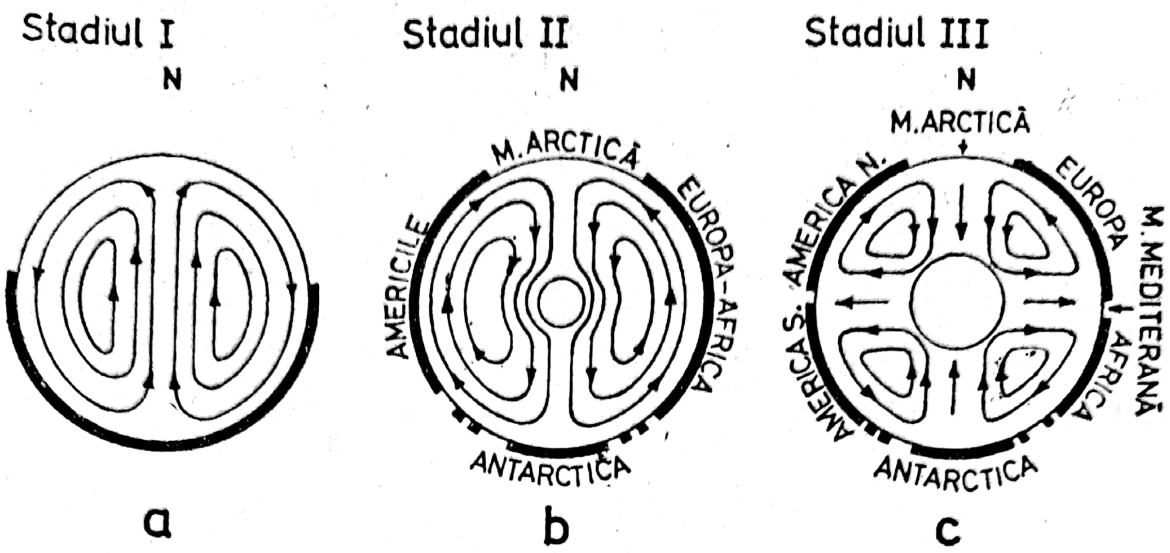


Fig. 44. Fazele succesive de convecție în etapa timpurie a dezvoltării Pămîntului (după L.U. De Sitter, 1969).

material care regenerează scoarța oceanică, și o ramură tot ascendentă, dar paralelă cu placa litosferică și cu planul de subducție și care înlesnește absorbția și asimilația în astenosferă și în manta a scoarței consumate. Mecanismul acestui fel de transport, după *F.A. Vening Meinesz* a funcționat chiar din timpul pregeologic al formării învelișurilor terestre. Acest autor admite, la început, existența a doi curenți de convecție, înainte de formarea nucleului terestru și înainte de formarea scoarței sialice. Sistemul dublu de curenți ar fi produs o îngrămădire sialică, unică, cea a blocului continental unic „Pangaea" (fig. 44 stadiul I). În această îngrămădire sialică, bogată în elemente radioactive, prin procese de dezintegrare, s-au putut produce fracturări adînci și dezmembrarea crustei sialice. Progresiv și cu dezvoltarea nucleului, în manta și astenosferă s-au format patru curenți sau celule de convecție (stadiul II și stadiul III). Se admite că în momentul cînd a început actuala derivă, au existat cinci celule de convecție care au vehiculat blocurile continentale în actuala lor poziție.

Au fost emise și alte ipoteze, care nu au explicat mai clar acest interesant proces terestru.

Vehicularea plăcilor, formarea plăcilor oceanice și subducția lor, procesele de încreștire a scoarței terestre, a magmatismului orientat, legat de acreție și subducție, cum și a proceselor seismice au beneficiat de o înțelegere mai clară prin mecanismul curenților de convecție.

Scanned with OKEN Scanner

Denumirea de *mişcări epirogenice* a fost dată de *G.K. Gilbert* (1843—1918), tuturor mişcărilor de ridicare sau coborîre care se produc în scoarţa terestră. În cazul unor mişcări pozitive, au loc ridicări ale unor sectoare terestre (epiros = continent), deci ar fi posibile ridicări care să genereze continente, prin retragerea apelor marine de pe suprafeţe mai mult sau mai puţin extinse. În cazul mişcărilor negative, anumite suprafeţe terestre se scufundă, urmînd a fi acoperite de ape. Mişcările epirogenice definesc un proces identic cu *mişcările oscilatorii*, care se produc în acelaşi loc, orientate tot după verticală: mişcări de coborîre, urmate de mişcări de ridicare, mişcări posibile în mai multe cicluri de coborîre-ridicare.

De regulă, astfel de mişcări se produc în ariile continentale sau pe vechile platforme continentale. Se ştie că ariile sau platformele continentale au crescut în suprafaţă, în dauna ariilor oceanice. În platformele continentale, în jurul vechilor scuturi, s-au format munţi care, la rîndul lor, au fost erodaţi şi peneplenizaţi (zone muntoase, reduse prin eroziune la relief de podiş sau cîmpie), prin aceasta ariile continentale mărindu-şi suprafeţele. Prin mişcări epirogenice negative astfel de platforme continentale au fost acoperite de ape oceanice.

Mişcările epirogenice se produc foarte încet, astfel că invadarea cu ape oceanice se produce tot în ritm lent şi în timp îndelungat. Apele marine atacă uscatul, în continuare, după linia de ţărm, care înaintează spre interiorul continentului. Materialul erodat, împreună cu cel adus de pe continentul neacoperit de ape, este mărunţit prin acţiunea valurilor şi redistribuit, după o clasare mecanică, peste suprafeţele acoperite de ape, unde formează diferite categorii de sedimente ce se vor consolida şi vor forma stive sau strate de roci sedimentare. De regulă astfel de mări, care au rezultat din invadarea apelor oceanice pe mari întinderi peste arii continentale, au adîncimi pînă la 200 metri. Se numesc *mări epicontinentale.*

Sub greutatea sedimentelor, astfel de terenuri se scufundă încet, făcînd loc unei sedimentaţii aproximativ de acelaşi fel, dar în grosimi, adesea de mii de metri, în care totuşi apele marine au păstrat caracterul epicontinental.

Sedimentele mărilor epicontinentale sînt bogate în detritus (sfărîmături de diferite mărimi) rezultat din materialul

Scanned with OKEN Scanner

rupt din țărm și din cel adus de apele curgătoare, reprezentat prin pietriș, nisip, argile etc, care conțin și o importantă cantitate de materie organică rezultată din corpul organismelor moarte în apele epicontinentale sau adusă de pe uscat. Prin transformări ulterioare, în sedimentele formate, materia organică trece în hidrocarburi sau se carbonifică. La marginea unor astfel de mări se formează și lagune de concentrare în interiorul cărora se formează depozite de săruri prin precipitație (sare gemă, cloruri de K, Mg, gips). Prin astfel de procese s-au format și importante zăcăminte de fier și de mangan, cum și de gaz metan sau de sare, zăcăminte care, prin mișcări pozitive ulterioare, au ajuns deasupra nivelului oceanic.

Un sector, recent supus unor astfel de mișcări, este cel din jurul Mării Baltice și în sudul Mării Nordului. Peninsula Scandinavă, în perioada cuaternară, a suferit o mișcare de ridicare în bloc, ca urmare a pierderii calotei de gheață care a acoperit-o și în lipsa căreia acest vechi scut a pierdut din greutate. Ridicarea scutului fino-scandinav a fost observată în secolul al XVIII-lea de către fizicianul Celsius care a măsurat o amplitudine a mișcării de aproximativ un metru într-un secol. Determinări ulterioare au stabilit o ridicare maximă de 4 mm/an la Waterwik și minimă de 0,65 mm/an la Copenhaga.

Ca o compensare a ridicării scutului fino-scandinav, apare o mișcare de scufundare a coastei Europei de nord pînă în peninsula Bretagne din nord-vestul Franței. Coasta continentală din acest sector a suferit un proces de scufundare în timpurile istoriei. Astfel, se înregistrează dispariția sub apă, în secolul al V-lea, a orașului Ys. În legătură cu acest fenomen apare și scufundarea țărmului Olandei, care este protejată prin diguri, nivelul mării fiind mai ridicat decît cel al Olandei de nord. S-ar părea că, în raport cu Marea Baltică și Marea Nordului, s-ar produce o mișcare de basculare: la nord o ridicare prin pierdere de greutate, iar la sud o acumulare de sedimente și o scufundare. Caracterul negativ al mișcării apare și în timpul refluxului, cînd, în afara ruinelor unor așezări omenești, pe shelful continental se constată continuarea traseurilor unor cursuri actuale de apă, ale căror guri de vărsare au fost, în trecut, mai la nord.

Astfel de mișcări de ridicare se cunosc și în continentele americane atît în partea de est cît și în cea vestică. În sec-

Scanned with OKEN Scanner

torul pacific al Americii, amplitudinea mișcărilor de ridicare are o valoare pînă la 7,5 mm/an. Mișcări de scufundare se mai constată pe țărmul Indiei și în partea de vest a Africii, unde cursul fluviilor Zair (Congo) și Orange au putut fi urmărite pe shelful continental pe distanțe variabile, pînă la 120 km.

Mișcări oscilatorii repetate au fost înregistrate în partea sudică a Peninsulei Apeninice (Italia). Insula Capri, din Golful Neapole, s-a ridicat deasupra nivelului mării cu 200 m, din antichitate pînă în prezent. În același sector la Pozzuoli, țărmul pe care a fost construit un templu închinat zeului Serapis a suferit o scufundare. Moluște litofage și-au săpat adăpost la înălțimea de 3,30 metri în corpul coloanelor. Ulterior, țărmul s-a ridicat, iar în ultimul timp se manifestă din nou procese de scufundare.

Mișcările oscilatorii se înregistrează în cele mai bune condiții la linia de țărm, unde are loc separarea uscatului de apele marine, și unde acestea își manifestă prezența printr-un permanent atac al valurilor asupra uscatului.

Mișcări epirogenice sau oscilatorii se manifestă nu numai în apropierea contactului continent-ocean, ci pe toată suprafața terestră, în zonele rigide ale scuturilor continentale ca și în zonele mobile, cu intensități variabile.

Urmările mișcărilor epirogenice în timpul geologic. Mișcarea de coborîre a unui sector continental este marcată de o înaintare a apelor marine peste o parte a uscatului. Mișcarea inversă, de ridicare a uscatului, este marcată prin o retragere spre mare a liniei de țărm. Înaintarea apei marine peste un sector continental se numește *transgresiune marină*, iar retragerea apelor în spre ocean se numește *regresiune marină*. Procesele epirogenice se produc în mod lent și progresiv, uneori transgresiunea sau regresiunea marcînd anumite limite în care aceste procese rămîn staționare de-a lungul unor perioade geologice.

Transgresiunea marină reprezintă un atac de durată asupra uscatului. Materialul rupt din țărm este fragmentat pînă la mărimea unui pietriș care este depus cele mai adeseori, într-o discordanță unghiulară față de structura terenului pe care îl acoperă (fig. 45 *a*). Înaintarea apelor asupra uscatului se manifestă totdeauna prin sedimente grosiere (pietriș, conglomerat), urmate de nisipuri și mai în larg de argile. În figură se arată că frontul al doilea transgresiv are elementele grosiere mai avansate spre continent, iar nisipurile acestui front acoperă, pietrișuri sau conglomerate ale frontului

Scanned with OKEN Scanner

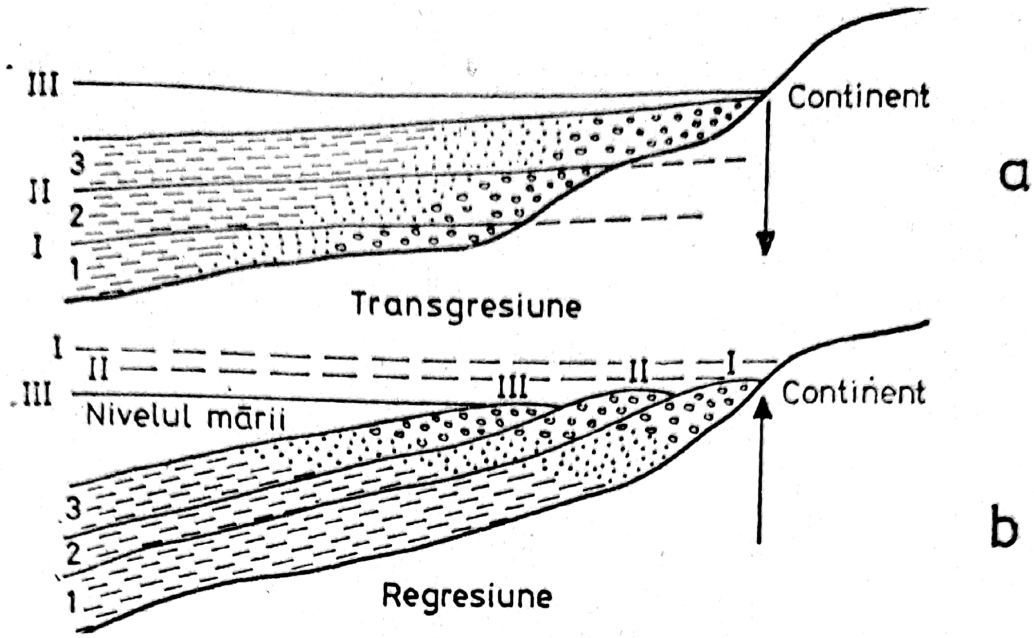


Fig. 45. Transgresiune (a) *şi regresiune* (b): I, II, III — *nivelele succesive ale apelor marine în ordinea vechimii;* 1, 2, 3 — *formaţiuni sedimentare în ordinea vechimii.*

anterior. Frontul sau seria a treia transgresivă, în deplasarea mai înaintată, va avea argilele deasupra nisipurilor (gresiilor) din seria a doua şi deasupra pietrişurilor din seria întîi.

În mişcarea epirogenică (oscilatorie) negativă eroziunea duce la invadarea pe suprafeţe întinse a uscatului care este erodat. Suprafeţele erodate se numesc *suprafeţe de abraziune marină.*

Regresiunea marină este caracterizată printr-o sedimentaţie inversă. Să presupunem că regresiunea începe din faza cînd prin transgresiunea anterioară s-a format stratul (seria) 1 din fig. 45 *b*. Ridicarea uscatului va inversa fazele de depuneri astfel că pietrişul (conglomeratul) seriei a doua acoperă nisipul seriei anterioare, iar în seria a treia depunerile frontale vor acoperi argilele seriei de bază. Ca regulă generală, frontul materialului grosier înaintează peste continent în transgresiune, şi se retrage spre ocean în regresiune. Dacă în transgresiune frontul de invadare a uscatului este oarecum regulat, în regresiune apar mări interne, lagune de concentrare, lacuri salmastre cu tendinţa de îndulcire şi cu o sedimentaţie finală bogată în depuneri vegetale, sursă pentru formarea stratelor de cărbuni (în lacuri şi mlaştini paralice).

Mişcările oscilatorii au un caracter permanent, dar nu continuu. Transgresiunile se produc simultan în cele două emisfere şi nu alternativ cum s-a crezut anterior. Cantitatea

depozitelor formate în mişcările oscilatorii, adesea, este neînsemnată sau unii termeni de sedimentare lipsesc, ceea ce indică o discontinuitate. De altă parte, mişcarea de ridicare şi cea de scufundare într-o regiune oarecare sînt simultane, dar nu de aceeaşi intensitate: una este predominantă faţă de alta, iar predominanţa se schimbă de la un sens la altul. Există deci o periodicitate a mişcărilor oscilatorii, care defineşte ciclurile geotectonice.

Pentru explicarea mişcărilor oscilatorii, s-a recurs la ipoteza izostaziei, cu ajutorul căreia s-ar putea admite tendinţa de restabilire a echilibrului dintre blocurile sialice în relaţia cu astenosfera şi mantaua exterioară: cînd un bloc sialic se încarcă cu noi depuneri ar avea loc o mişcare negativă, urmată de transgresiune: în schimb alte blocuri descărcate de anumite sarcini ar efectua mişcări pozitive, urmate de regresiune marină. Dar unii cercetători nu au fost de acord numai cu această explicaţie. *E.Le Danois* consideră că mareele interne ale mantalei superioare pot bomba scoarţa oceanică şi prin aceasta să provoace transgresiuni marine. Cercetătorul *Ussov* a emis ipoteza după care mişcările oscilatorii s-ar datora unor forţe de expansiune internă cu un caracter pulsatoriu şi periodic.

MIŞCĂRILE OROGENICE. FORMAREA MUNŢILOR

Generalităţi. Orogeneza în sensul restrîns şi propriu al acestui termen înseamnă formarea munţilor (*oros* = munte, *genesis* = formare, descendenţă). Dintre toate formele pozitive ale reliefului terestru, nici una nu a produs o impresie atît de profundă şi gravă asupra omului ca cea provocată de măreţia munţilor. La începutul marilor întrebări pe care şi le-a pus omul, în legătură cu variatele aspecte ale lumii terestre şi cosmice, neavînd cunoştinţele necesare unor răspunsuri care să se bizuie pe o cunoaştere măcar aproximativă omul şi-a dat răspunsul potrivit credinţei că peste lume este stăpînă voinţa şi domnia unor puteri supranaturale, care, după capricii sau după un plan dinainte stabilit, au creat tot ceea ce ne cade sub simţuri şi îşi urmează astfel de activităţi în toată curgerea vremii. Munţii ar fi fost opera unor puteri supranaturale subterane, care, cu forţa lor gigantică, au produs la suprafaţa planetei îngrămă-

Scanned with OKEN Scanner

diri mari de masă terestră, adesea acoperită de nori care le apropie mai mult de cer. Vîrful munţilor ar fi locuinţa zeilor (Olimpul, la grecii antici) şi de aici este hotărîtă soarta oamenilor. Astfel de credinţe au dominat pînă la sfîrşitul evului mediu, cu excepţia unor puţini gînditori, cutezătorii care au înfruntat concepţiile mistice pe care le-au înlocuit cu încercări de a se pune de acord cu legile naturii.

În antichitate, *Aristotel*, şi apoi unii gînditori ai Renaşterii şi din perioada imediat următoare, ca *J.C. Scaliger* (1484—1558), *G. Cardano* (1501—1576), *B. Palissy* (1510—1589), au aderat la concepţia că forţele subterane reprezentate prin focuri, care mistuie mari cantităţi de pucioasă, dau gaze pe care le poartă vînturi subterane în diferite caverne ale scoarţei. Sub presiunea acelor vînturi, boltele cavernelor se surpă şi gazele ies la suprafaţă sub formă de vulcani. Aceste explozii produc cutremure şi chiar „pămînturi" noi. La această concepţie plutonistă au mai aderat iezuitul *Athanasius Kircher* (1601—1680), iar mai tîrziu *James Hutton* (1726—1797) care susţinea că rocile din scoarţa terestră, în cea mai mare parte, s-au format din topituri subterane care, la rîndul lor, sînt generate şi întreţinute de căldura internă ce se alimentează din focul central al planetei. Această concepţie plutonistă s-a consolidat prin şcoala de la Edinburgh, fondată de *J. Hutton*.

În opoziţie cu această şcoală a fost cea *neptunistă* care susţinea că diferitele formaţiuni ale scoarţei terestre s-au format prin intermediul apei. Aceste gînduri apar din antichitate şi între adepţii de mai tîrziu se numără *Leonardo da Vinci* (1452—1519), *Georg Baier-Agricola* (1494—1555), *A.G. Werner* (1750—1817), acesta din urmă fiind întemeietorul şcolii neptuniste de la Freiberg. Aceştia admiteau că şi lanţurile de munţi s-au format în mare, de unde au ieşit la suprafaţă după ce apa s-a retras în cavernele scoarţei terestre.

Concepţiile cercetătorilor de mai tîrziu, în general cadre didactice universitare în secolul al XIX-lea, la care s-au asociat cercetători ai unor institute afiliate universităţilor şi ai institutelor de geologie, de geofizică şi geodezie au îndrumat cercetarea pe căi mai bine organizate, folosind şi bazele noi de cercetare ale ştiinţelor naturii într-un înţeles mai larg (chimie, fizică, disciplinele biologice, paleontologia, stratigrafia, astronomia). Cele două direcţii — plutonism şi neptunism — au putut să fie unite într-o singură con-

Scanned with OKEN Scanner

cepție, cea geologică mai larg înțeleasă, care a fost conturată în secolul al XIX-lea și al XX-lea și care numai în ultimii 18—20 de ani și-a găsit expresia cea mai bine demonstrată: tectonica plăcilor.

La pagina 133, au fost menționate cîteva dintre ideile călăuzitoare pentru o înțelegere a mecanismelor care răspund de formarea munților. Dintre acestea cea mai larg acceptată este cea a formării munților în *ariile geosinclinale (James Hall*, 1859, *J.D. Dana*, 1873, *E. Haug*, 1900 ș.a.). Asupra formării și evoluției geosinclinalelor pînă la stadiul de orogen au fost emise mai multe ipoteze, fără a se ajunge la un acord unanim. Cei mai mulți geologi au admis următoarele faze în funcțiunea geosinclinală:

— faza de subsidență (de scufundare) lentă în care are loc o încărcare cu sedimente terigene (aduse din corpul uscatului continental), sedimente care, cu timpul, se tasează și se compactează dînd naștere la roci sedimentare; este faza de evoluție geosinclinală *(H. Stille);*

— faza de încrețire în care sedimentele de geosinclinal, formate la adîncimi mai mici de 800 m, sub influența unor forțe tangențiale (laterale) sînt strivite, suferă deformări plastice luînd forma unor cute;

— faza de ridicare a structurilor cutate în ariile de geosinclinal mult peste nivelul apelor, luînd aspectul unor denivelări, adesea la înălțimi de mai multe mii de metri. În evoluția geosinclinalelor, încrețirea și ridicarea constituie o fază de revoluție *(H. Stille)*, de orogen.

Evoluția geosinclinalelor se face în perioade geologice întinse și se admite că faza de evoluție este mai lungă decît cea de revoluție. Dacă asupra modului în care se produce umplerea geosinclinalelor cu sedimente a fost admis procesul de scufundare lentă, însoțită de o continuă depunere a detritusului, asupra cauzelor încrețirii părerile au diferit, putîndu-se grupa la două feluri de mecanisme:

— asupra geosinclinalelor s-au exercitat presiuni laterale convergente ale platformelor continentale sau ale unei platforme continentale în convergență cu o platformă oceanică care au presat sedimentele ca o menghină uriașă, încrețindu-le și ridicîndu-le în bloc;

— sedimentele de geosinclinal au fost bombate datorită unor subîmpingeri prin ridicări ale magmei, însoțite de mișcări verticale ale blocurilor învecinate, cărora li s-au asociat mișcări laterale.

Scanned with OKEN Scanner

Referindu-se la mişcarea plăcilor litosferice dinspre dorsalele oceanice spre fose, care sînt cuvete alungite şi scufundate *(trenches, furrows)*, şi spre geosinclinale (bazine alungite, scufundate, încărcate cu sedimente groase), situate la marginea continentelor, se admite că subîmpingerile acestor plăci asupra sedimentelor care în general sînt mai uşoare, duc la încreţirea materialului sedimentat. Deci cauza încreţirilor sînt mişcările orizontale lente ale plăcilor litosferice, exercitate înspre interiorul geosinclinalelor. Compresiunea orizontală se exercită pe o direcţie perpendiculară pe axa geosinclinală, iar cutele care se formează vor fi şi ele paralele cu acea axă.

În una din fazele iniţiale din evoluţia unui geosinclinal, apare una sau mai multe ridicături care împart bazinul în două fose. Partea ridicată a fost numită *geanticlinal (E. Haug)*. Prin apariţia geanticlinalului s-au separat o fosă miogeosinclinală înspre uscat, care a fost numit Avantpays (Vorland) şi o fosă eugeosinclinală înspre largul oceanului, numită Hinterland, separată de ocean printr-un rid sau creastă eugeosinclinală, rezultată din o bombare a scoarţei oceanice (fig. 46).

În fig. 47 este schiţată, după *J. Aubouin* (1962), evoluţia unui geosinclinal supus cutării prin participarea unor forţe orizontale (convergente). Acest autor a delimitat trei perioade în evoluţia geosinclinalelor: perioada geosinclinală, perioada geosinclinală tîrzie şi perioada postgeosinclinală.

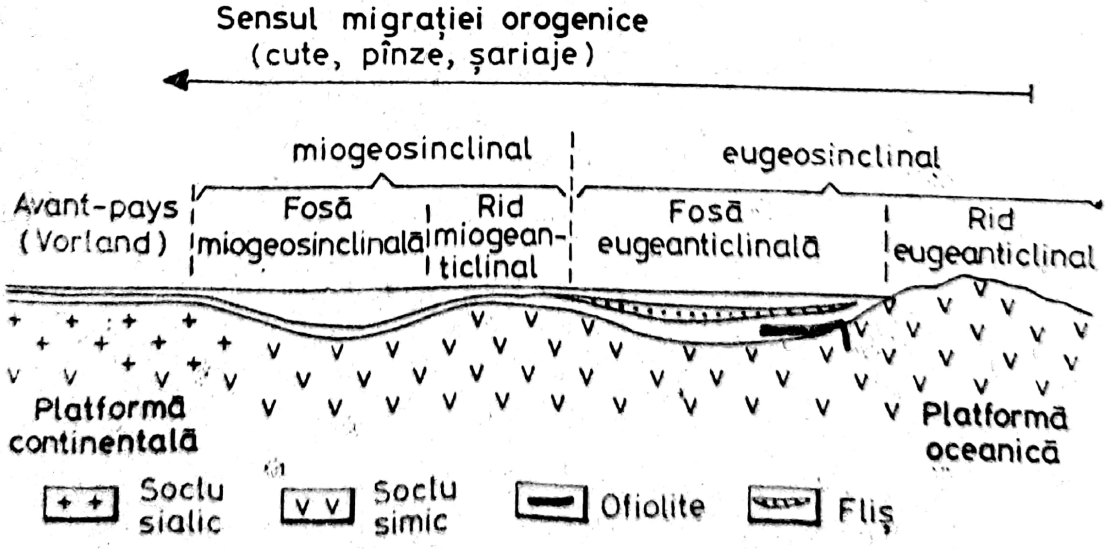


Fig. 46. Structura şi sensul evoluţiei unui geosinclinal (după J. Aubouin, 1972).

Scanned with OKEN Scanner

Perioada geosinclinală se caracterizează prin apariţia cuvetei geosinclinale limitată prin fracturi adînci după care suferă procese de subsidenţă (stadiul 1). Prin fracturile adînci se ridică magme bazice, reprezentînd vulcanismul iniţial (ofiolitic) de care se leagă unele mineralizaţii de sulfuri metalice şi polimetalice. În acest stadiu al perioadei geosinclinale

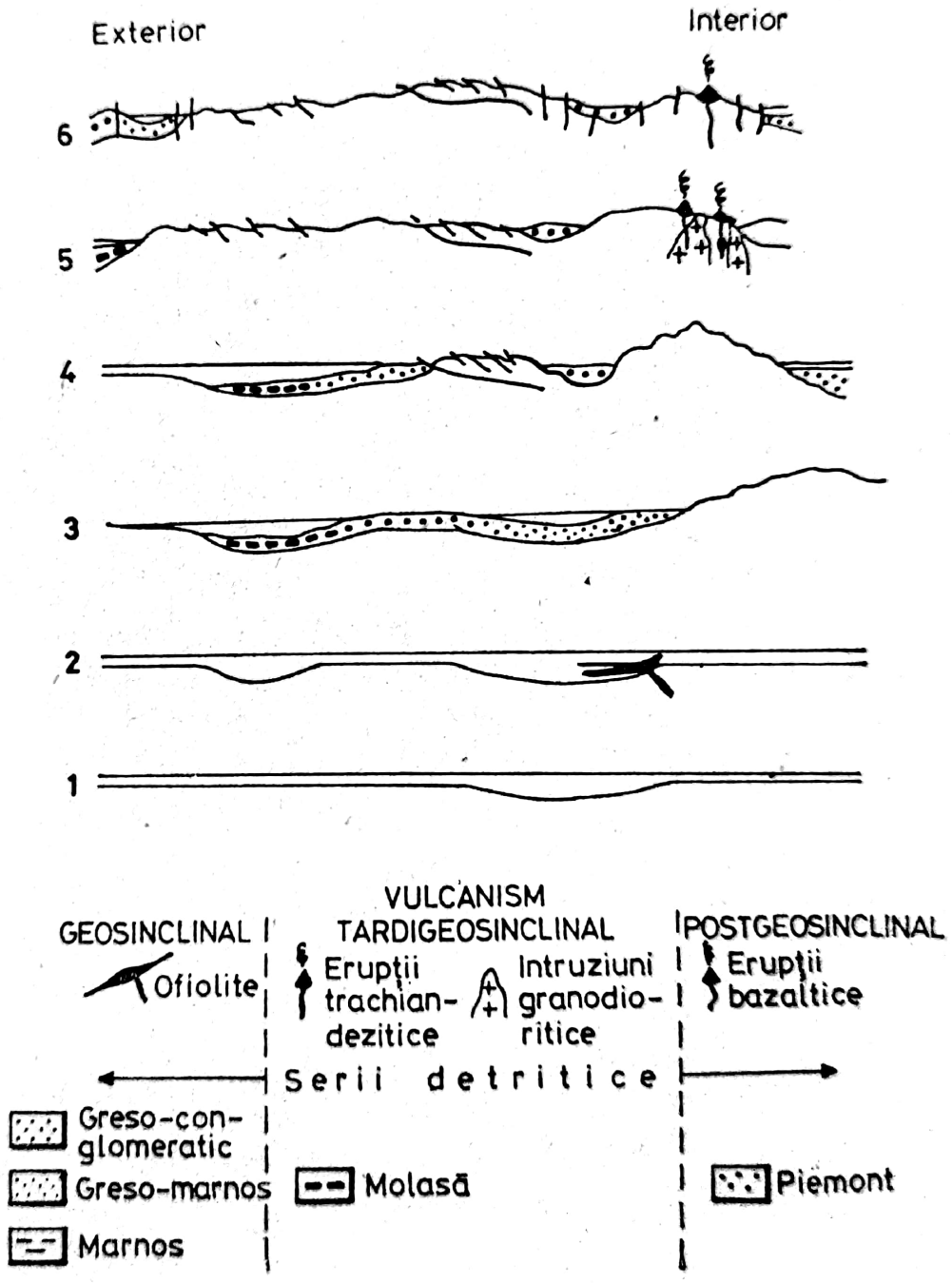


Fig. 47. Evoluţia unei regiuni geosinclinale (după J. Aubouin *1972). Perioada geosinclinală: 1, 2 — etapa de individualizare; 3 — perioada de colmatare* (fliş); *4 — etapa de orogeneză; Perioada geosinclinală tîrzie; 5 — molasa în avantfosă; Perioada postgeosinclinală; 6 — scufundări şi ridicări.*

Scanned with OKEN Scanner

continuă scufundarea care este însoțită de depuneri ale unui mîl argilos de culoare cenușie-negricioasă, la care se asociază roci silicioase, ca radiolarite (din schelete de radiolari) și jaspuri. Magmatismul inițial, ofiolitic, urmat de punerea în loc a unor magme ultrabazice apare în părțile interne ale geosinclinalelor. Magmele ultrabazice pot forma corpuri de dimensiuni mari situate la rădăcina munților, cum și corpuri de dimensiuni mai mici injectate spre nivele mai ridicate ale geanticlinalelor, de-a lungul unor plane de mai mică rezistență. Urmează stadiul 2 al perioadei geosinclinale, cînd în interiorul cuvetelor adînci apar ridicări sub forma unei cute alungite, numită geanticlinal sau rid.

Geanticlinalele, așa cum reiese și din fig. 46, împart geosinclinalul în cel puțin două fose, una înspre continent, alta înspre largul oceanic. Fiecare fosă continuă să se adîncească într-un ritm mai lent, dar fosele încep să se și lărgească. Procesul a putut fi descifrat mai ușor în legătură cu fosa miogeosinclinală din care s-a produs o transgresiune peste continent. Acesta este un stadiu preorogen sau de maturitate a geosinclinalului. Sub cutele formate apar intruziuni de magmă granitică. Procesul de eroziune, care se manifestă prin invadarea de către ape a uscatului alăturat, duce la formarea unui detritus, care, în largul fosei, se reduce la mîluri și depuneri carbonatate. În ridicarea lor, crestele (cutele) geanticlinale ajung deasupra apelor, unde formează fie cordiliere (lanțuri întinse, muntoase), fie arhipelaguri. De îndată ce crestele au ajuns în bătaia valurilor, apoi sub influența atmosferei, a ploilor și apelor curgătoare, munții sau insulele formate sînt expuse din plin unui proces de eroziune, prin care materialul detritic, de diferite dimensiuni, se sedimentează în strate care alternează unele cu altele. Sedimentarea are loc pe flancurile cordilierelor, în fose, dar și pe geanticlinale sau riduri în formare, neajunse încă la suprafața apei. Astfel de depuneri constituie o formațiune numită *fliș*.

Stadiile descrise — scufundarea și colmatarea — reprezintă faza de litogeneză a ciclului geologic. După aceasta urmează faza de orogeneză, începută deja prin formarea geanticlinalului (stadiul preorogen).

Faza de orogeneză (3 și 4 din fig. 47) reprezintă momentele cele mai ample ale încrețirii, care se datorează unor comprimări centripete, rezultate din mișcarea de convergență a platformelor. Cutele formate se complică, se formează alte

Scanned with OKEN Scanner

cute noi, dînd aspectele complexe, ondulate, ale unor *anticlinorii*. Sedimentele foselor se încreţesc şi ele uşor, mulînd relieful fosei căreia, prin *sinclinorii*, îi dau un aspect sinuos, concav. Odată cu aceste cutări se produce şi o ridicare a întregului sistem, cu valoarea maximă în partea mediană a orogenului. În sfîrşit, are loc unirea crestelor geanticlinale într-un lanţ unitar.

Legat de orogeneză apare un magmatism sinorogen, de tip acid şi neutru (granite, granodiorite, diorite), care asociază şi unele mineralizaţii de Mo, Cu, Bi, Wo, ş.a.

Perioada geosinclinală tîrzie (tardegeosinclinală), stadiul 4 şi 5 din fig. 47, marchează încheierea fenomenelor legate în mod strict de funcţia geosinclinală în ariile foselor (miogeosinclinală şi eugeosinclinală). Se manifestă totuşi procese de scufundare în părţile marginale ale ariilor geosinclinale, unde apar depresiuni premontane, intramontane şi bazine intramontane. În acestea, ca şi pe flancurile cutelor apar formaţiuni argiloase, nisipoase, grezoase, în alternanţă cu marne şi strate calcaroase, sedimente mai mult sau mai puţin consolidate care formează *molasa*. La marginea bazinelor geosinclinale înspre continent, în acest stadiu apar şi zone lagunare în care se depun săruri de potasiu, sare gemă şi gips. În unele depozite de molasă apar şi intercalaţii de cărbuni (cărbune brun şi mai ales lignit), uneori substanţe bituminoase.

În lungul noii linii de ţărm, în afară de lagune, limanuri şi chiar mări interne, apar ape cu salinitate redusă în curs de îndulcire, supuse colmatării. Se instalează lacuri şi *mlaştini paralice* care, în regiunile calde, au suportat o vegetaţie luxuriantă, din ale cărei resturi, prinse în strate de nămol, au rezultat adesea suprafeţe întinse de cărbuni.

De acest stadiu se leagă şi un magmatism subsecvent, vulcanic, reprezentat prin riolite, dacite şi andezite, ca în lanţul vulcanic din Carpaţii Orientali, ca şi în Munţii Metaliferi din Munţii Apuseni.

Cu perioada postgeosinclinală (6, fig. 47) se încheie formarea edificiului unui lanţ muntos. În acest stadiu se produc numai mişcări pe verticală, orientate după linii de fractură, falii, flexuri şi apar horsturi (blocuri ridicate, limitate prin falii în trepte), grabene, depresiuni recente. Fracturile deschid legătura cu vechi vetre magmatice, din care se alimentează vulcani cu lavă bazaltică; un vulcanism final, liniştit, cu care se încheie şi seria de procese magmatice.

Scanned with OKEN Scanner

Raportîndu-ne la concepţia tectonicii plăcilor, formarea munţilor poate fi de tip ortotectonic şi de tip paratectonic.

Orogeneza ortotectonică are loc în zone de subducţie a plăcilor şi se desfăşoară după mecanismul descris, avînd ca rezultat structuri de cordilieră în aria unui geosinclinal care a evoluat în eugeosinclinal şi miogeosinclinal.

Orogeneza paratectonică se produce în cazurile în care convergenţa unor plăci continentale duce la coliziunea acestora, la îngrămădiri sialice de tip continental în amestec cu depozitele din bazinele oceanice (de geosinclinal) care au separat acele plăci continentale. Munţi formaţi prin coliziune sînt: Uralii; Himalaia (prin coliziunea plăcii indiene cu placa asiatică, în deriva spre nord a blocului indian); Apalaşii din America de nord şi unele sectoare ale orogenezei alpine (rezultate din deriva spre Eurasia a plăcii africane).

Se pot forma munţi şi prin subducţia unei plăci litosferice oceanice în fosa din faţa unui arc insular. Placa subdusă, ajungînd la nivele de temperatură compatibile cu topirea, va genera magma din ale cărei fracţiuni de erupţie vulcanică rezultă mase extrusive care duc la mărirea arcului insular. Din materialul detritic rupt din ţărm, amestecat cu cel adus de pe continent în mările interne şi cu produşii vulcanici, rezultă o cuvertură care poate fi încreţită sub efectul subîmpingerii plăcii subduse. Se pot produce mişcări de ridicare şi o sudură a arcului insular cu continentele.

Avînd în vedere că materialul supus încreţirii este diferit, nu numai de la o zonă la alta ci chiar şi în aceeaşi zonă, efectul orogenic este şi el diferit. Aceasta, cu atît mai mult cu cît şi astenosfera are un conţinut eterogen, după liniile de contact dintre plăci: magme de tip bazaltic în lungul rifturilor; sedimente variate în zonele de subducţie; la acestea se adaugă materialul topit, de tip sialic şi simatic al scoarţei subduse. Intensitatea proceselor de încreţire este variabilă cu presiunea orogenică (forţele orizontale), care diferă de la o zonă la alta a frontului orogenic, şi cu rezistenţa rocilor supuse încreţirii. Din această cauză, în lungul frontului de încreţire unele zone sau sectoare pot avea caracterul unei orogeneze maxime, altele sînt afectate mai puţin, iar alte sectoare pot fi, în acelaşi timp, în repaus tectonic.

Evenimentele tectonice s-au desfăşurat continuu, dar nu s-au petrecut în acelaşi timp în marile unităţi geologic-geo-

Scanned with OKEN Scanner

grafice. Evenimentele tectonice în Europa nu s-au produs în același timp cu cele din Asia de est sau din America. Altă concluzie este că evenimentele orogenice majore (epirogeneza și orogeneza) se desfășoară în cicluri de aproximativ 50 milioane de ani, cuprinse într-un an galactic (de 200 milioane de ani).

Între orogeneză și epirogeneză a fost stabilită o relație legică (*E. Haug*, 1900). În timp ce în ariile de geosinclinal se produc încrețiri, peste platformele continentale au loc transgresiuni și, ca urmare, depuneri de sedimente, de regulă, de tip epicontinental. Ulterior, aceste sedimente primesc un aspect ușor ondulat (cute largi). *W.H. Bucher* (1933) a considerat că epirogeneza și orogeneza sînt două faze componente ale aceluiași eveniment tectonic. La aceleași concluzii au ajuns mai tîrziu *J.F. Evernden* și *R. W. Kistler* (1970), apoi *J.C. Johnson*, (1971).

N.D. Newell (1967) a ajuns la constatarea că în prezent toate continentele sînt într-o fază de ridicare, iar *R.L. Armstrong* (1969) admite că în timp ce se desfășoară o fază de orogeneză se produc și ridicări ale fundului oceanic pe mari suprafețe (fenomene eustatice).

Tectonica în plăci în România și orogenul carpatic. Studiul tectonicii în plăci în România a constituit o preocupare susținută, în ultimii 12—15 ani, pentru unii geologi români (*M. Bleahu*, *D. Rădulescu*, *M. Săndulescu*, *H. Savu*, *C.V. Papiu*, *V. Lăzărescu*, *Ghenea*, *I. Grigore* ș.a.) și pentru geofizicienii: *M. Socolescu*, *Șt. Airinei*, *L. Constantinescu*, *D. Popovici*, *M. Visarion*, *I. Cornea*, *C. Radu* ș.a. Aceștia, prin cercetări personale și interpretînd un vast material (studii de detaliu și sinteze) aparținînd unor cercetători anteriori, au ajuns la unele concluzii care, deși nu sînt definitivate, schițează o linie de gîndire care va folosi în viitor.

Este necesar să precizăm, de la început, că în aria noastră geografică (țările din centrul și sud-estul european și din Balcani) este mult mai greu să se urmărească mecanismele tectonicii în plăci decît în ariile întinse și ușor descifrabile ale macroplăcilor litosferice.

Regiunea noastră se află la contactul ariei nordice a Mării Tethys cu macroplaca eurasiatică, înspre care s-a deplasat și continuă să se deplaseze placa africană. Între cele două mari macroplăci și la marginea plăcii eurasiatice au funcționat numeroase microplăci (subplăci), cu o evoluție dictată

Scanned with OKEN Scanner

și de confruntarea între ele a macroplăcilor menționate, cît și în mișcări proprii de translație, de rotire, de extindere a scoarței, de convergență și de coliziune.

În urmă cu aproximativ 200 milioane de ani, cînd a început actuala derivă, a apărut un rift prin care au fost puse în loc ofiolitele din Carpații Orientali, din Dobrogea și eventual din Munții Mureșului. O ramură nordică a acestuia, o faliere tensorială a scoarței, se crede că a dus la separarea plăcii Moldovei de est de subplaca interalpină. Aici s-a instalat o mare a Siretului, în maniera Mării Roșii.

A rămas în sud subplaca Moesică, în fața unor masive orogenice în formare după direcții diferite, în Peninsula Balcanică.

Diastrofismul care afectează subplaca interalpină sugerează prezența și funcționarea unor microplăci (Panonică, Transilvană ș.a.) pe teritoriul Paratethys (arii restrînse ale Mării Tethys) care, prin deriva nordică a plăcii africane, a fost tot mai redus ca întindere.

În măsura în care placa africană s-a deplasat spre nord-est apoi cu rotire spre vest-nord-vest, s-a produs închiderea Mării Siretului, cu subducție în fosa din fața microplăcii transilvane (intraalpine). Aci s-au produs procese de încreștire a sedimentelor de fosă (fliș) și apariția unui lanț de insule vulcanice, de lave andezitice hibride ale Munților vulcanici din Carpații Orientali.

Procese de deplasare dinspre sud ar fi detașat Munții Apuseni din lanțul Rodopi, cum și o convergență cu coliziune în Carpații Meridionali. Procesele ulterioare de ridicare-coborîre au dus la depuneri de molasă, de colmatare, la formarea unor lagune de concentrare, cu depuneri de gips și sare, la formarea depozitelor generatoare de hidrocarburi și la formarea capcanelor pentru colectarea acestora, cum și la formarea lacurilor și mlaștinilor paralice, în care s-au acumulat resturi vegetale din care au rezultat cărbuni.

Unele influențe cosmice în desfășurarea dinamicii interne. Este cunoscută influența mareică a Lunii asupra Terrei. Datorită faptului că satelitul natural este cel mai apropiat corp cosmic de planeta noastră, atracția selenară depășește pe a oricărui alt corp cosmic. Mareele, așa cum s-a mai arătat în această lucrare, afectează nu numai apa Oceanului Planetar ci și celelalte învelișuri. Mareele pot influența și mișcarea de rotație a Pămîntului, în masa căruia se produc variate tensiuni, după poziția și sta-

Scanned with OKEN Scanner

rea fizică a învelişurilor terestre. Astfel, în zonele adînci ale mantalei, se presupune că se produc deformaţii elastice; în astenosferă şi în partea inferioară a plăcilor litosferice se produc deformaţii plastice, iar în scoarţă se produc deformaţii plastice şi rupturale. Se ştie apoi că în mişcarea de rotaţie terestră, masa Pămîntului este supusă la două forţe antagoniste: forţa de atracţie gravitaţională, cu valoarea maximă la poli, şi forţa centrifugă, cu valoarea maximă la ecuator.

Viteza mişcării de rotaţie a Pămîntului a variat în cursul timpului geologic; s-a estimat că durata unei zile în tinereţea planetei a fost de 5—6 ore şi a crescut, cu timpul, pînă la durata actuală. Viteza mişcării de rotaţie terestră va scădea, în general, în viitor.

Efectele variaţiei în viteza mişcării de rotaţie s-au făcut simţite în anumite procese tectonice, magmatice şi climatice în cursul unui an galactic în care alternează o perioadă perigalactică (de scădere a vitezei mişcării de rotaţie) cu o perioadă apogalactică (de creştere a vitezei mişcării de rotaţie).

În perioadele perigalactice se produce o scădere a compresiunii polare, o creştere a compresiunii ecuatoriale, o scădere a forţei centrifuge. Se produce o îngrămădire a masei terestre în sectoarele polare (fig. 48), producînd o ridicare a scoarţei în aceste sectoare, unde apar şi se manifestă tensiuni de

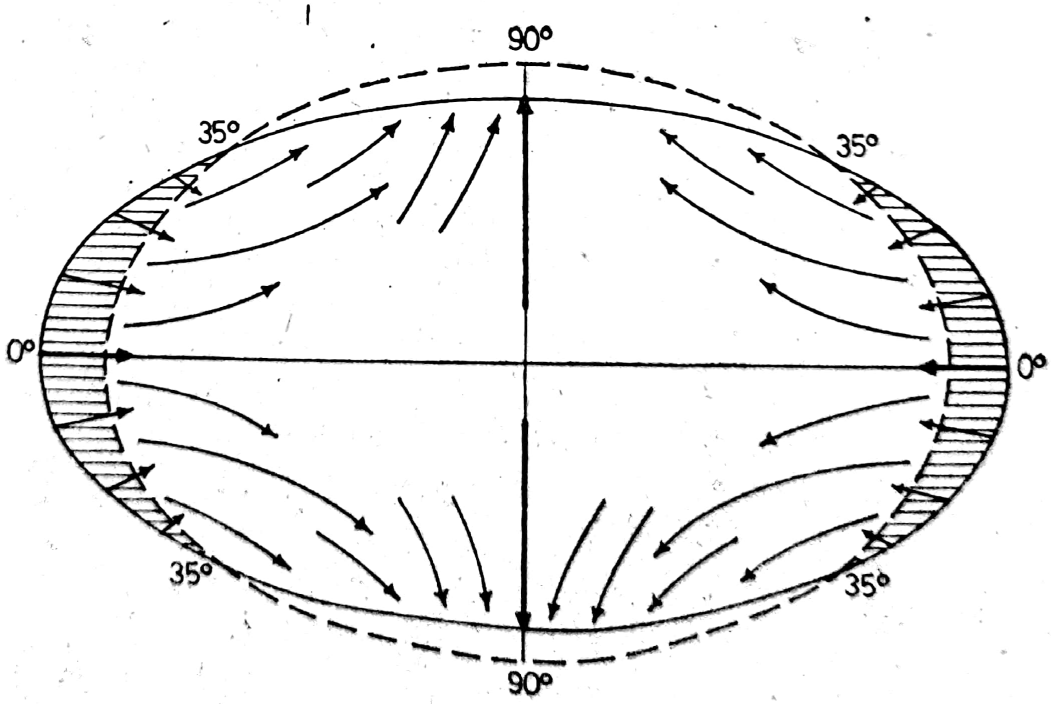


Fig. 48. Schema deplasării maselor de sub scoarţă faţă de scăderea compresiunii polare a Pămîntului (cînd se micşorează viteza mişcării de rotaţie).

Scanned with OKEN Scanner

întindere şi de încovoiere, atît longitudinal cît şi după meridian. Creşterea compresiunii în sectorul ecuatorial produce cutări şi încălecări ale formaţiunilor geologice. În ce priveşte caracterul climei, aceasta a manifestat tendinţe de răcire, în unele regiuni terestre instalîndu-se glaciaţii. În perioadele perigalactice apele Oceanului Planetar fac front transgresiv înspre sectoarele polare şi regresiv în sectorul ecuatorial.

În perioadele apogalactice, prin creşterea vitezei mişcării de rotaţie, creşte forţa centrifugă, ca urmare a îngrămădirii masei terestre înspre sectorul ecuatorial (fig. 49). Se produc tensiuni de întindere în sectorul ecuatorial şi de compresiune în sectoarele polare. În sectorul ecuatorial se produc fracturi, intruziuni magmatice, momente favorabile pentru formarea rifturilor oceanice. Apele Oceanului Planetar regresează în zonele polare şi fac front transgresiv în sectorul ecuatorial. În perioadele apogalactice domină un climat cald cu creşterea nivelului apei în Oceanul Planetar.

Se stabileşte deci o relaţie, care este greu de admis că ar fi numai întîmplătoare, între variaţia vitezei mişcării de rotaţie terestră şi tectonică. Aceleaşi mari evenimente coincid după durate de timp aproximativ egale şi sincrone, ceea ce sugerează o relaţie cauzală între evenimentele menţionate şi răspunsul lor în ciclitatea geologică. *A.V. Orlova* a stabilit o relaţie între modificarea unghiului de înclinare a axei terestre şi fazele de orogeneză cunoscute (fig. 50).

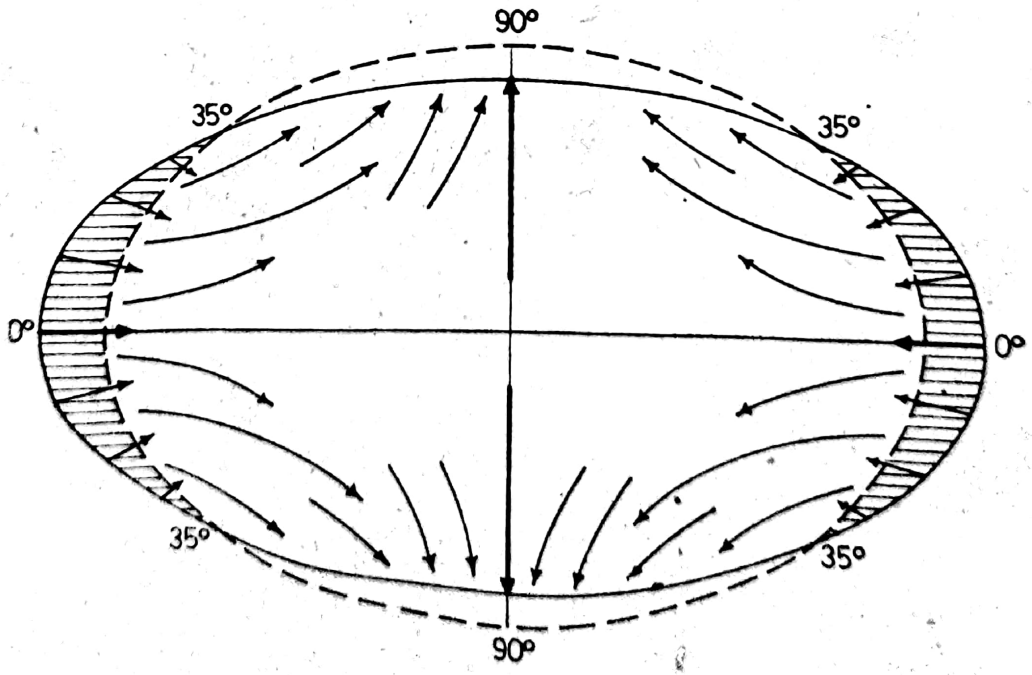


Fig. 49. Schema deplasării maselor de sub scoarţă la scăderea compresiunii ecuatoriale (cînd creşte viteza mişcării de rotaţie).

Scanned with OKEN Scanner

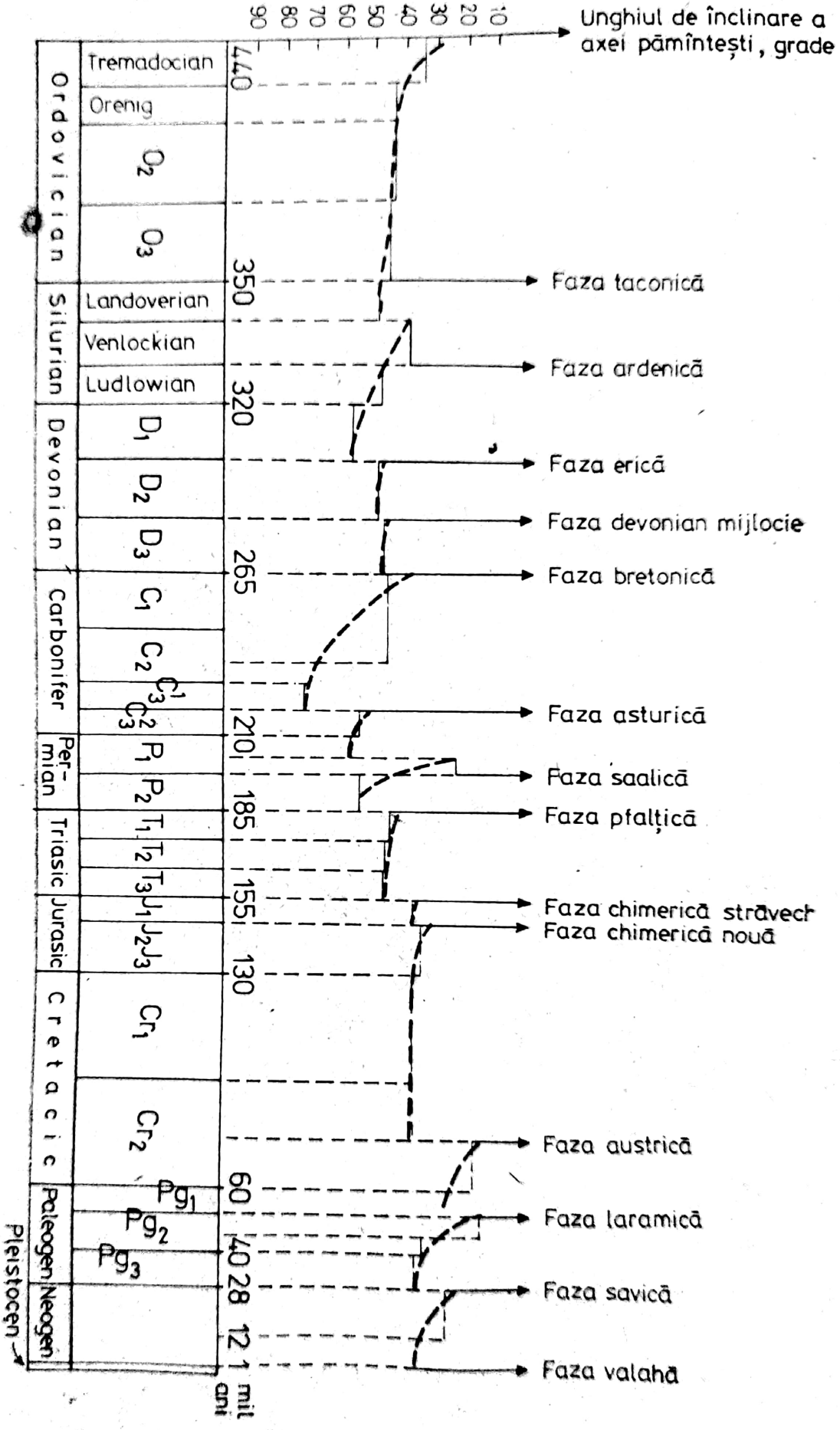


Fig. 50. Ciclul modificării unghiului de înclinare a axei terestre în decursul timpului și relația cu fazele orogeneză.

Scanned with OKEN Scanner

Fenomenele tectonice se continuă şi în prezent, fără întrerupere. Cercetări recente efectuate în mai multe regiuni geografice au pus în evidenţă manifestarea unei *tectonici actuale* sau *neotectonica*, termen care se referă la procese caracteristice Cuaternarului şi Actualului. Au fost menţionate mişcările de basculă din nordul Europei, cele oscilatorii din Peninsula Apeninică şi altele. În fig. 51 este dată o schiţă cu răspîndirea suprafeţelor în curs de ridicare şi de coborîre a Europei răsăritene. În lungul liniei de ţărm a Mării Negre, creşterea nivelului mării a depăşit 200 m de la sfîrşitul Pleistocenului, iar în timpul erei noastre a acoperit cetăţile Histria şi Callatis (Mangalia). Au apărut lacurile şi limanurile, cunoscute şi în sudul R.S.S. Ucraineană. Prin mişcări negative, s-a extins şi zona inundabilă a Dunării acoperind multe aşezări omeneşti, s-a reorientat reţeaua hidrografică a apelor extracarpatice. Mişcări neotectonice au fost constatate şi în Subcarpaţi, cum şi în multe alte regiuni ale globului.

Formarea rifturilor actuale, sedimentaţia marină, vulcanismul şi formarea de noi insule, dezvoltarea recifilor, iar

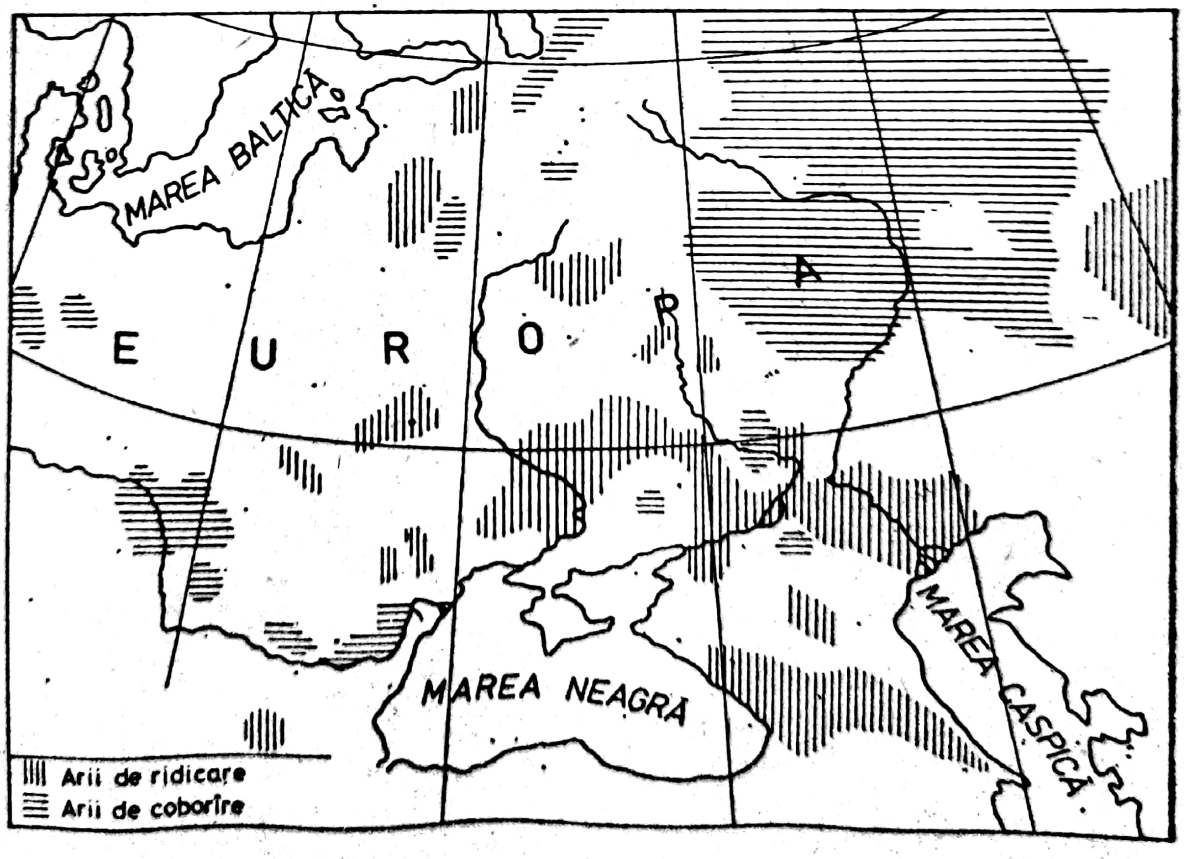


Fig. 51. Teritorii ale Europei de est în care se manifestă mişcări de coborîre şi de ridicare.

Scanned with OKEN Scanner

pe continente dezvoltarea scoarței de alterare, eroziunea accelerată și înaintarea deșerturilor, sedimentația fluviatilă și deltaică, întinerirea cursurilor de apă ș.a. sînt tot procese ale dinamicii și tectonicii actuale.

În cele ce urmează, vor fi analizate unele procese geologice mai importante, asociate proceselor tectonice: diastrofismul sau dislocațiile formațiunilor geologice; fenomenele magmatice și, legate de acestea, fenomenele petrogenetice și metalogenetice; fenomenele metamorfice; fenomenele seismice.

DIASTROFISMUL

Diastrofismul se referă la poziții și structuri secundare ale diferitelor formațiuni geologice, prinse în aria de influență a forțelor geodinamice. În general, diastrofismul apare în forma, așezarea, textura, dimensiunea și continuitatea formațiunilor.

Deformațiile plastice determină formarea cutelor iar deformațiile rupturale produc falii și fracturi.

Cutele sînt îndoiri ale stratelor în formă de valuri. Se mai numesc și dislocații plicative. Se formează sub influența forțelor orogenice care au o direcție orizontală de manifestare. O cută este formată dintr-o boltă, numită *anticlinal* (fig. 52) și dintr-o parte concavă, ca o albie, numită *sinclinal*. Părțile marginale ale cutelor se numesc *flancuri*. Flancurile unesc creasta (șarniera) anticlinalului cu creasta (șarniera) sinclinalului. La cutele drepte, șarniera este linia maximului de curbură și coincide cu creasta. Tot la cutele drepte este bine reprezentat un *plan axial* al anticlinalului și altul al sinclinalului, cum și un plan de referință, plan orizontal de secționare a cutei în două compartimente egale dar de semn contrar: cel superior al anticlinalului și cel inferior al sinclinalului.

Vor fi analizate numai cîteva tipuri de cute (fig. 53), detalierea lor fiind un capitol ce se adresează specialiștilor. *Cutele normale* au anticlinalele și sinclinalele egal dezvoltate, față de axa lor. Pot fi cute drepte *(a)*, aplecate *(b,c)*, culcate *(d)* și răsturnate *(e)*.

Scanned with OKEN Scanner

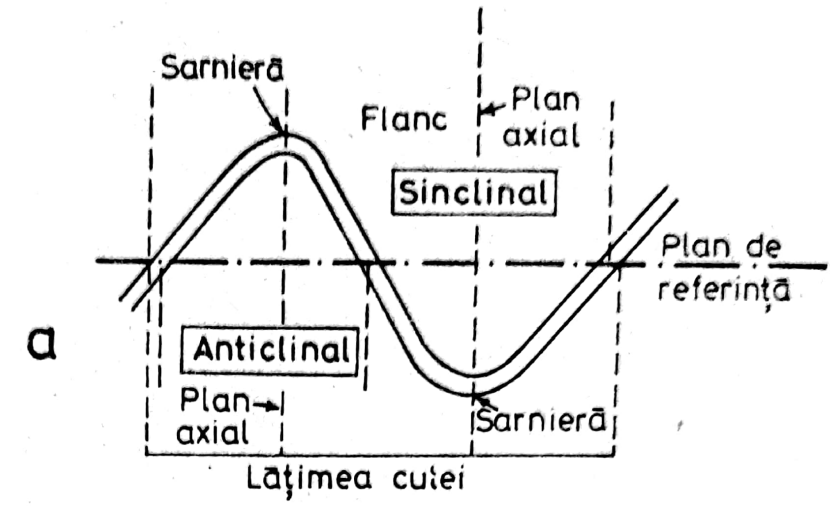
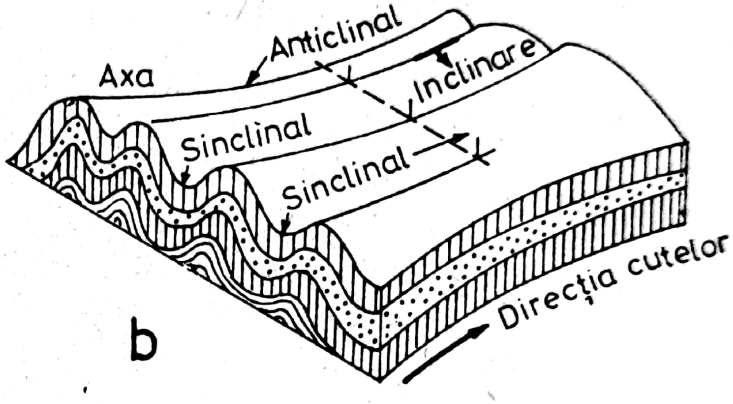


Fig. 52. *Cute:* a — *elementele unei cute;* b — *ansamblul unei regiuni cutate.*



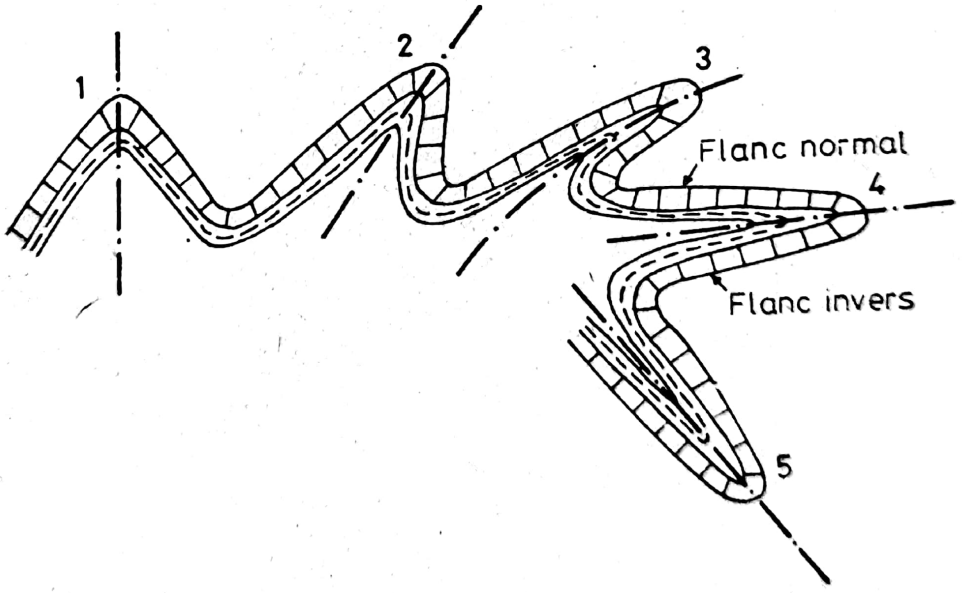


Fig. 53. Forme de cute normale: 1 — *cută dreaptă;* 2, 3 — *cute aplecate;* 4 — *cută culcată;* 5 — *cută răsturnată.*

Un caz frecvent întîlnit în teren este cel al *cutelor-falii* (fig. 54). Apar, de regulă, în cazul cutelor aplecate și culcate, la care flancul invers este laminat (subțiat) și redus doar la un plan de falie (ruptură) prin care se pierde continuitatea stratelor. Planul de falie ne orientează însă la găsirea flancului care în continuare apare ca flanc direct, în poziție normală.

Scanned with OKEN Scanner

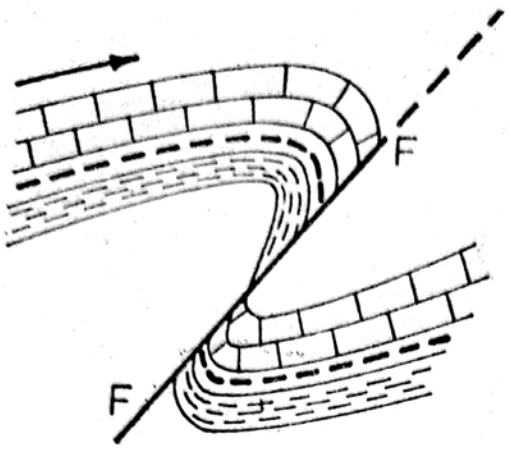


Fig. 54. Cută-falie.

Cînd flancul invers este complet laminat, flancul normal se poate întinde peste suprafețe mari, acoperind chiar și formațiuni mai noi decît cele care se află în structura cutei. Astfel de cute care se pot întinde, în plan orizontal, peste alte formațiuni mai noi, pe distanțe de zeci și chiar sute de kilometri, se numesc *pînze de șariaj*. Stratele mai vechi, care acoperă formațiuni mai noi, alcătuiesc *pînza*, iar stratele mai noi, acoperite, constituie *autohtonul* pînzei. Partea de unde a pornit pînza este *rădăcina*, iar partea cea mai avansată este *fruntea* pînzei. După formarea pînzei, intervin factorii de eroziune care o fragmentează și rup legătura cu rădăcina. Rămîn, din loc în loc, *clippele* (petece de acoperire) separate între ele prin ivirea autohtonului („fereastră tectonică") (fig. 55).

Tectonica pînzelor de șariaj, mult timp combătută de unii geologi, este reluată în *tectonica de alunecare gravitațională*. Depozitele sedimentare, așezate discordant peste structuri încrețite ale geosinclinalelor sau pe suprafețe abrupte ale platformei submerse (în zone mai adînci ale oceanelor),

Fig. 55. Pînză de șariaj: R — *rădăcina pînzei;* f — *fereastră;* p.a. — *petec de acoperire (clippă);* f. p — *fruntea pînzei;* A — *autohton.*

Scanned with OKEN Scanner

se pot desprinde, sub influența atracției gravitaționale, întocmai ca avalanșele de zăpadă de pe versanții munților, sau ca alunecări ale depozitelor superficiale din versanții munților și ai dealurilor, dar în suprafețe mult mai întinse decît în versanți. Odată desprinse, acele depozite suferă deplasări, cu forme de încălcare peste formațiuni mai noi, pe relieful mai liniștit sau orizontal de la baza pantelor. Se admite că astfel de alunecări se pot produce și în strate care compun structura mai de adîncime a versanților oceanici, acestea fiind supuse deodată atît solicitării gravitaționale cît și presiunii litostatice. Pentru acest caz de alunecare se cere ca între stratele impermeabile să fie prinse și strate acvifere, din care apa să nu poată ieși la suprafață. În astfel de cazuri, apa din porii stratelor acvifere preia sarcina litostatică ce s-a creat în stratele superficiale și înlesnește alunecarea *(Hubbert* și *Rubey)*.

O formă aparte de cute se formează în zonele bogate în evaporite — săruri de calciu, sodiu, potasiu ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$, NaCl, KCl ș.a.). Dintre acestea, sarea gemă apare sub forma unor sîmburi ce se formează în cadrul stratelor de evaporite, depuse în mări cu concentrații foarte ridicate. Sarea gemă fiind mai ușoară, sub acțiunea forțelor litostatice diferențiate formează aglomerări de forma unor sîmburi care se ridică în spre suprafață, boltind, apoi străbătînd stratele acoperitoare. Astfel de cute au fost numite *cute diapire* (fig. 56), de către geologul român *L. Mrazec*, care le-a descris pentru prima dată în Subcarpați.

Tot în țara noastră menționăm cutele largi, *domurile*, de diferite tipuri, în cuvertura sedimentară a Bazinului Transil-

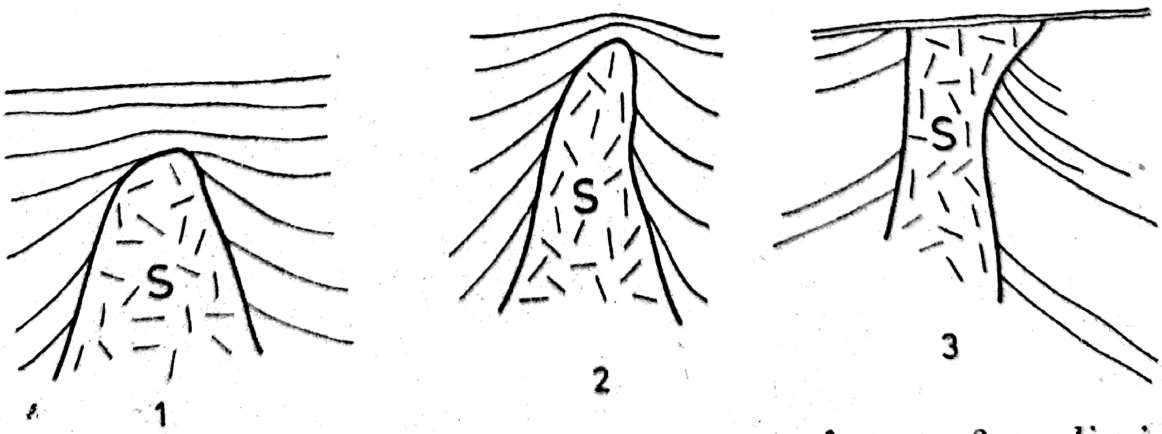


Fig. 56. Cute diapire: 1 — diapir în curs de formare; 2 — diapir format; 3 — diapirul de la Moreni atins de suprafața de eroziune (simplificat).

Scanned with OKEN Scanner

vaniei, în care se află bogate zăcăminte de metan. Cutele descrise aci reprezintă numai cîteva forme din mulţimea celor cunoscute şi inserate în lucrări de geologie structurală.

Falieri. Fracturi. Ruptur i. Aceste forme de dislocaţii se numesc disjunctive sau radiare, fiind generate de mişcări pe verticală ale unor blocuri sau compartimente mai mici, care se produc în timpul mişcărilor epirogenice şi după încetarea orogenezei. În aceste din urmă cazuri, în momentul încetării forţelor tangenţiale, se produc distensiuni în scoarţă, urmate de procese de scufundare a unor compartimente şi de ridicare a altora.

În astfel de dislocaţii, singurul caz în care este păstrată continuitatea între anumite nivele ale stratelor este *flexura* (fig. 57). La o flexură legătura dintre cele două compartimente este dată de *planul de racordare* sau *flancul de racordare*, care prezintă, în general, tendinţa de întindere şi de laminare (subţiere). De la forma aceasta, prin laminarea, apoi dispariţia flancului de racordare, se trece la *falie* (fig. 58), la care deosebim: planul de falie; compartimentul ridicat; compartimentul scufundat; amplitudinea faliei, numită şi pas, salt, săritură; înclinarea faliei; direcţia faliei. Compartimentele se mai numesc şi aripi (aripa acoperiş, aripa culcuş).

Cînd unghiul pe care-l face planul de falie cu orizontala este de 90°, falia este *verticală (b)*. Cînd planul de falie este înclinat faţă de orizontală, apar două cazuri: cînd aripa de acoperiş s-a scufundat, este vorba de o *falie normală (c);* cînd s-a scufundat aripa de culcuş sau de pat, falia este *in-*

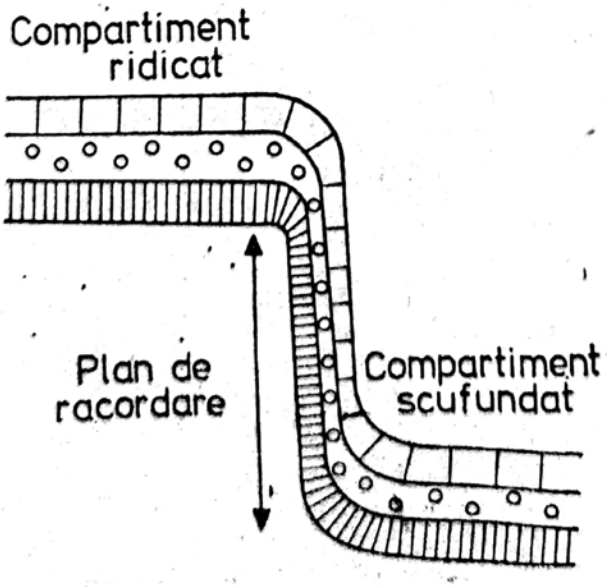


Fig. 57. Flexură.

Scanned with OKEN Scanner

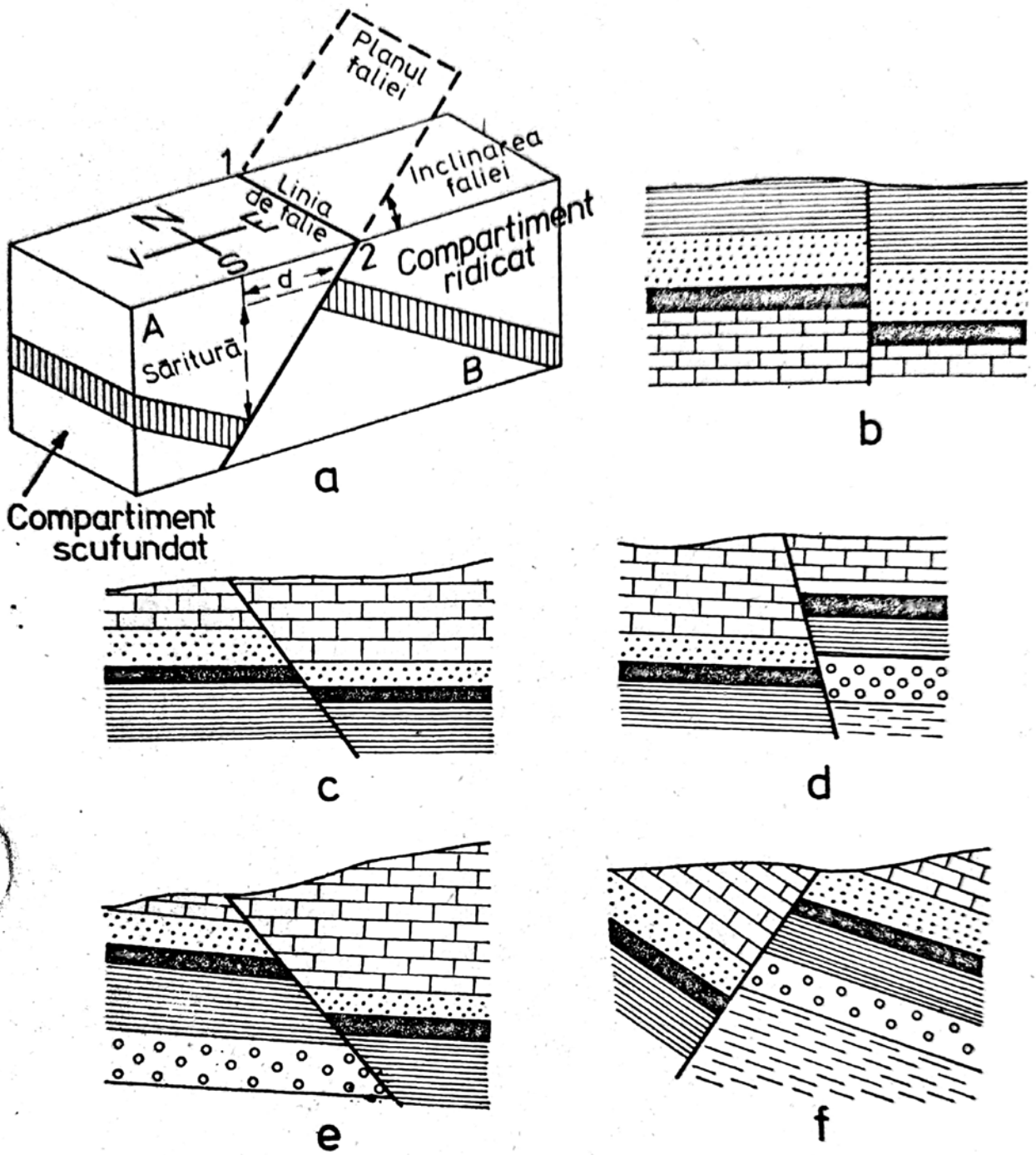


Fig. 58. Falii (elemente şi tipuri): a — *elementele unei falii;* b — *falie verticală;* c — *falie înclinată normală;* d — *falie înclinată inversă;* e — *falie conformă;* f — *falie contrară.*

versă (d). În cazul unor strate înclinate, cînd planul de falie înclină în sensul înclinării stratelor, falia este *conformă (e).* Cînd planul înclină în sens invers înclinării stratelor, falia este *contrară (f).*

Cînd planul unei falii este paralel cu direcţia cutei, falia este *longitudinală.* Faliile perpendiculare pe axa cutei pot fi: *transversale* sau *diagonale* (oblice).

Scanned with OKEN Scanner

Faliile sînt rareori izolate. Cele mai frecvente sînt asociațiile de falii. Dintre acestea mai cunoscute sînt faliile în *trepte*, mărginind un relief ridicat *(horst)* sau un relief scufundat *(graben)*. Un horst în țara noastră îl constituie nordul Dobrogei. Forme asociate de relief ridicat dau dorsalele oceanice, cu structura lor de blocuri în rețea, separate prin faliile transformante. Tipuri clasice de grabene sînt văile rifturilor dorsalelor oceanice, grabenul Rinului, riftul african ș.a.

Fracturile reprezintă rupturi de dimensiuni apreciabile în scoarța terestră și cu întinderi adînci, adesea pînă la nivelul intruziunilor magmatice sau pînă în astenosferă. Cele mai adînci sînt fracturile care duc la formarea rifturilor oceanice, urmate de alte fracturi în soclurile continentale, adînci pînă la suprafețele Moho sau Conrad. Unele fracturi pot fi și de dimensiuni mai mici ca întindere lineară și în adîncime. Fracturi locale se află și în masive magmatice consolidate, în care ulterior s-au depus minereuri, formîndu-se așa-numitele filoane de minereuri metalifere.

În cazul fracturilor, cele două compartimente izolate prin fractură s-au îndepărtat unul de altul pe distanțe de ordinul centimetrilor la cîțiva metri și chiar zeci de metri. Cele două compartimente rămîn la același nivel, eventual unul dintre ele suferă o scufundare. Interiorul fracturii se umple în primele faze și în cea mai mare întindere prin material juvenil (magme, minereuri) sau prin fragmente debitate din pereții proprii.

Decroșările sînt rupturi care deplasează compartimentele în plan orizontal (fig. 59). La scară terestră apar decroșerile produse de faliile transformante.

Formele diastrofismului arătate în paginile precedente — cute-falii, rupturi — constituie obiectul de studiu al *macro-*

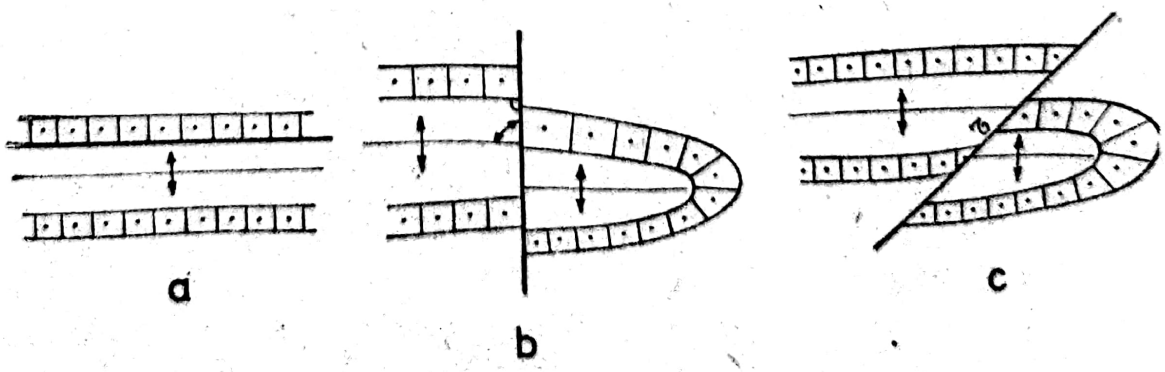


Fig. 59. Decroșări: a — *paralele cu axa cutei;* b — *perpendiculare pe axă;* c — *oblice pe axă.*

Scanned with OKEN Scanner

tectonicii. Diastrofismul, urmărit asupra formelor de dimensiuni reduse, caracteristic unor corpuri din scoarța terestră, constituie obiect de studiu al *microtectonicii*, rezultat și acesta din procese de tensiune, forfecare și torsiune. Microtectonica furnizează date interesante în detalierea macrotectonicii, dînd și unele indicații-reper în construcții și în metalogeneză.

De o importanță deosebită în structura și tectonica scoarței terestre este „*fisurarea planetară*“ (*Schultz* 1964—1965). S-a constatat că cele mai mari și mai întinse forme morfo-structurale ale scoarței terestre sînt legate de fracturi vechi, care și-au reînnoit funcția în evoluția scoarței după intensitatea solicitărilor forțelor geodinamice. Tot ceea ce apare ordonat pe hărți după anumite direcții se atribuie unui *sistem de lineamente* care atestă legături ale scoarței cu zonele adînci, prin facturi, crevase etc., produse prin tensiunile ce se nasc în masa terestră în mișcarea de rotație a planetei. După astfel de liniamente apar catenele de orogen, formele de relief, manifestări vulcanice, metalogenetice, seismice, cursuri de apă, acumulări de gips, sare gemă, hidrocarburi, cărbuni. Liniamentele orientate după fisurarea planetară au înlesnit prospectarea și identificarea unor acumulări de substanțe minerale necesare economiei.

FENOMENE MAGMATICE

Fenomenele magmatice se desfășoară în legătură cu formarea, prezența și evoluția *magmelor* în grosimea litosferei, pe o înălțime de la astenosferă pînă la suprafața terestră. Magma este un amestec topit sau vîscos (în unele condiții), alcătuită din feldspați, oxizi și un anumit procent de substanțe fluide. Termenul de magmă este de origine greacă (aluat) și a fost introdus în știință de către *H. Vogelsang* (1836—1874).

Mult timp s-a admis că sub scoarța solidă a litosferei se află un înveliș fluid continuu, alcătuit din magmă, de o grosime nedefinită. Sprijinul cel mai de seamă, și altădată de necontestat al acestei ipoteze, îl constituiau vulcanii prin a căror aparate magma (lava vulcanică) ajunge la suprafața terestră. Tot în sprijinul acestei ipoteze era gradientul geotermic, după care, la adîncimi de 30—40 km, temperatura ar ajunge la valori de 1000—1350°C și la care rocile ar atinge și depăși punctul lor de topire.

Scanned with OKEN Scanner

În realitate, aceste probleme trebuie judecate altfel şi anume nu numai după desfăşurarea vectorială spre centru a factorului *temperatură*, şi ci după *presiunea* pe care o exercită formaţiunile geologice unele asupra altora, prin presiuni orientate şi prin *presiunea litostatică*. Cei doi factori termodinamici au un efect antagonist: temperatura face ca spaţiile intermoleculare să crească, deci să scadă coeziunea; presiunea, dimpotrivă, comprimă spaţiile intermoleculare şi chiar interatomice. În antagonismul dintre factorii menţionaţi, presiunea este cea care are un avantaj, în urma căruia materia în zonele adînci ale litosferei şi în mantaua superioară nu poate avea starea fluidă, în felul în care această stare fizică este cunoscută la suprafaţa terestră şi nici măcar sub cea a lavelor vulcanice în curs de revărsare. La acele nivele, materia litosferei trebuie înţeleasă ca o masă compactă foarte vîscoasă, antrenată după marile zone de discontinuitate ale litosferei, spre o stare de fluiditate compatibilă cu generarea şi mişcarea ascendentă a unor topituri.

Pentru ca acel material să dea camere magmatice de mari dimensiuni este necesară o variaţie a unuia dintre cei doi factori termodinamici. Ridicarea temperaturii peste valoarea corespunzătoare treptei geotermice medii, a unui nivel oarecare, este posibilă în următoarele împrejurări: o intensificare a dezintegrărilor nucleare într-o anumită zonă; transport de căldură de la nivelele inferioare, printr-un material mai cald, antrenat în curenţii de convecţie; procese de frecare între plăcile litosferice, în zonele de subducţie, zone în care lucrul mecanic (frecarea) este convertit în energia calorică, după o relaţie cunoscută.

Apariţia stării fluide în magma vîscoasă, dar de temperatură corespunzătoare topirii şi peste cea de topire, este posibilă prin o descărcare a presiunii litostatice.

Prin dese şi minuţioase observaţii în teren, în diferite structuri geologice s-a ajuns la concluzia că formarea magmelor este posibilă în ambele împrejurări şi uneori ajutată de variaţii ale ambilor factori termodinamici: ridicarea temperaturii şi descărcarea de presiune.

Mecanismul tectonicii plăcilor a înlesnit mult înţelegerea fenomenelor magmatice, acestea putînd fi privite atît la scară planetară de-a lungul contactelor dintre marile plăci litosferice, cît şi în regiuni mai restrînse, în legătură cu limitele sau contactele microplăcilor între ele sau în contactul acestora cu macroplăcile.

Scanned with OKEN Scanner

Din cele arătate anterior se reține faptul că între plăci există procese de divergență, de-a lungul rifturilor dorsalelor oceanice (zonele de acreție, de extindere sau de creștere a plăcilor) și procese de convergență (de apropiere și încălecare a plăcilor), cea oceanică fiind absorbită în fosele din fața arcurilor insulare și în fosele din fața unei plăci continentale.

Magmatismul rifturilor sau al dorsalelor oceanice este de natură bazică și ultrabazică. Magmele bazice sînt reprezentate prin bazalte și provin din partea superioară a astenosferei, angajîndu-se în riftul oceanic, care este o zonă de mai mică rezistență a scoarței, avînd și unele sectoare cu posibilă descărcare de presiune în nivelul mai de suprafață sau în lungul unor falii transformante. În Munții Drocea, între cristalinul Highiș și al Muntelui Mare la nord și cristalinul din Poiana Ruscă — Munții Sebeș, a funcționat la mijlocul erei mezozoice, un rift oceanic, generator de scoarță ofiolitică și un mic geosinclinal (al Mureșului) care s-a extins de la est de Lipova pînă în spre partea estică a Munților Trascăului. Zona extrusivă a acestui rift a ocupat o poziție aproximativ axială față de care s-au produs curgeri de lave bazice submarine, adesea cu intercalații de produse piroclastice *C.V. Papiu* (1949). Magmele ultrabazice provin din partea mai adîncă a astenosferei. Fluxul caloric al rifturilor este ridicat, uneori la valori anormale.

În unele porțiuni ale dorsalelor s-a constatat existența unor îngrămădiri de roci magmatice diferite (trahite, riolite) rezultate printr-o diferențiere gravitațională a bazaltelor (exemplu este structura petrografică a unor insule de pe dorsala atlantică — Jan Mayen), sau chiar o diferențiere magmatică în astenosferă, cînd din fracțiunea acidă a magmei apar granite și riolite, ca în subsolul Islandei.

Prin funcționarea rifturilor se formează crusta oceanică, iar pe continente în lungul unor astfel de diastrofisme apar vulcani activi, dispuși în serie liniară (riftul african).

Magmatismul scuturilor este diferit de cel al rifturilor oceanice și apare în lungul unor fracturi adînci, sub forma de vulcani punctiformi, prin aparate centrale sau de revărsări liniare, care pot să acopere, uneori, suprafețe întinse cu lavă intermediară și bazică. Exemple de acest fel îl oferă: podișul Deccan din India; unele regiuni din S.U.A. (Columbia, Idaho, Oregon); Africa de Sud; regiunea Parana din Brazilia; bazaltele din vestul Australiei;

Scanned with OKEN Scanner

linia eruptivă Laky din Islanda. Astfel de strate au grosimi de la 5 la 55 metri şi între ele apar şi depozite sedimentare, depuse prin vînt sau ape curgătoare sau de ape marine epicontinentale. Magmele scuturilor provin prin fracturi care ating baza scoarţei, la nivele compatibile cu fluidizarea materialului vîscos al litosferei sau al astenosferei.

Magmatism legat de interiorul plăcilor oceanice. Apare şi un astfel de magmatism, cele mai adesea legat de faliile transformante adînci. Prin acestea sau prin alte mijloace, cum ar fi influenţa *„zonelor fierbinţi" (T. Wilson, W.J. Morgan)*, iau naştere vulcani centrali, în grupe ce formează arhipelaguri (Hawaii), sau vulcani centrali orientaţi liniar (de la Hawaii spre nord-nord vest etc.), cum şi linii de erupţie submarină de tipul celei din Islanda. O astfel de linie de erupţie a funcţionat din zona Hebride (din nordul Angliei) pînă spre Groenlanda, unde a constituit un podiş bazaltic din care au rămas arhipelagurile Faroe, Islanda, Jan Mayen, Spitzberen, Frantz Iosef. Podişul bazaltic s-a dezmembrat şi s-a scufundat în cea mai mare parte, formîndu-se Atlanticul de nord.

Se presupune că în partea superioară a astenosferei, sub plăcile litosferice s-ar putea forma îngrămădiri de material supraîncălzit din zonele mai adînci ale mantalei exterioare. Acest material ar ajunge pe anumite canale pînă sub crustă pe care ar topi-o şi în care ar străbate pînă spre suprafaţă, sau chiar la suprafaţă, sub tensiunea componenţilor gazoşi. Odată format un coş vulcanic, din acesta continuă să iasă material care participă la formarea edificiului insulelor vulcanice. Plăcile oceanice fiind în mişcare deasupra zonelor fierbinţi, pe direcţia de mişcare au apărut noi vulcani (Hawaii — insulele Midway — munţii vulcanici Emperer care ajung pînă în Kamceatka).

Magmatismul zonelor orogenice. În zonele orogene, magmele provin din partea inferioară a tectonosferei. Acestea sînt magme bazice şi ultrabazice. În prima fază apar magme bazice (ofiolitele). Formarea magmelor se produce cu concursul mai multor factori: transport de magmă mai caldă prin curenţii de convecţie; procese de dezintegrare nucleară; afundarea şi consumul plăcii subduse în fosă. Placa subdusă are o compoziţie variată, fiind alcătuită din bazalte consolidate şi din cuvertura de roci sedimentare, formate în întinse perioade geologice. Spre deosebire de ba-

Scanned with OKEN Scanner

zalte, care au un caracter bazic (simatic), cuvertura sedimentară are un caracter sialic. Prin topirea plăcii subduse, la adîncimi pînă la 600—700 km, și a părții inferioare a plăcii continentale și chiar a arcurilor insulare, ia naștere o magmă hibridă cu un conținut aproximativ neutru, de tip granodioritic sau chiar dioritic.

În procesul de subducție se produce și o fisurație adîncă a plăcii acoperitoare, prin care lave bazice (ofiolitele) se revarsă pînă la suprafață, iar în apa oceanică lavele se răspîndesc și parțial acoperă și topesc sedimentele de pe fundul fosei. Acesta este *magmatismul inițial*, legat de subducție. Sub presiunea plăcii subduse și a unor bombardări produse de magma formată și colectată sub placa acoperitoare, se produce cuta geanticlinală sau cute geanticlinale care, prin descărcări de presiune, înlesnesc nu numai formarea de magme, ci și deplasarea lor în spre baza și interiorul cutelor ce se formează. Este faza de *magmatism sinorogen* reprezentată prin intruziuni granitice și granitoide de mari dimensiuni numite *batolite*. De remarcat că aceste magme au origine mixtă, la care participă în mare măsură un material sialic. Procesul acesta se numește *palingeneză (J.J. Sederholm)*. În măsura în care cutele orogene se ridică și se complică, din rezervorul de magme palingenetice se ridică cantități variate de topituri magmatice, care se colectează în etaje superioare, unde formează *stocuri* și *lacolite*, care sînt *camere subvulcanice*. Din acestea se alimentează vulcanii în faza de *magmatism subsecvent* sau *postorogen*. După încheierea ciclului orogenic, mișcări de ridicare, scufundare și de forfecare, în faza de decompresiune orogenică, pot redeschide, prin fracturi adînci, legătura cu vetrele de la baza scoarței, prin care lave bazice, bazaltice să ajungă pînă la suprafață. Este faza de *magmatism final*. Formele și spațiile pe care le ocupă magmele în ascensiunea de la baza cutelor pînă la suprafață alcătuiesc un *sistem magmatic* (fig. 60).

Se afirmă că în structurile orogenice, în afara intruziunilor granitoide, se pot forma și intruziuni de lave de tipul celor andezitice, prezente în arcurile insulare din Oceanul Pacific de vest-nord vest, în Anzi, în Carpații Orientali etc.

Un sistem magmatic se poate întinde de la adîncimi de 30—40 km pînă la suprafață, putîndu-se delimita: un *nivel abisic*, al batolitelor; un *nivel hipoabisic*, al masivelor și stocurilor; un nivel *subvulcanic*, al lacolitelor și un nivel vulcanic extrusiv. *Daly* separă două grupe de mase magmatice: *de*

Scanned with OKEN Scanner

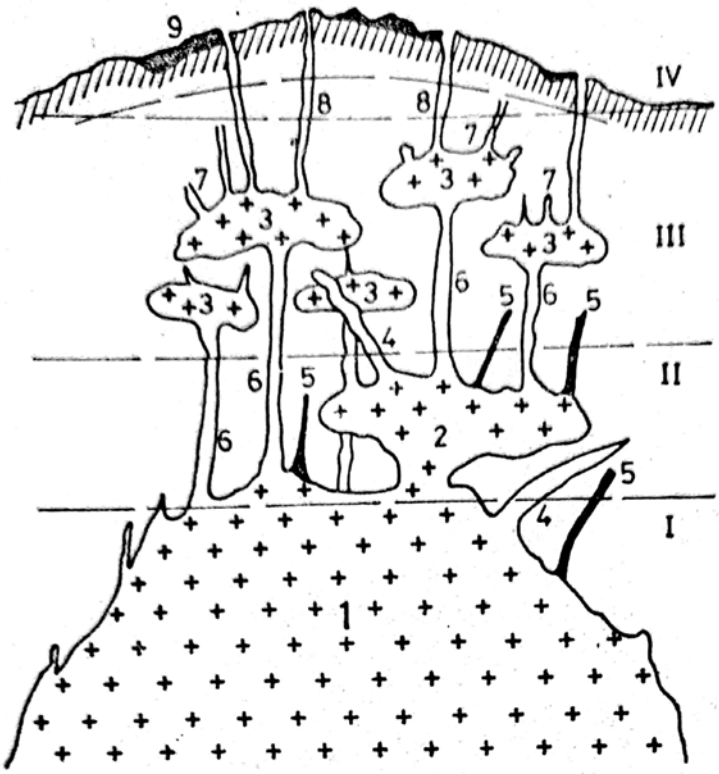


Fig. 60. Sistem magmatic: 1 — batolit: 2 — masiv (stoch); 3 — lacolite; 4 — lame intrusive; 5 — filoane pegmatitice; 6 — canale de legătură; 7 — apofize, filoane magmatice, stîlpi înrădăcinaţi; 8 — aparate vulcanice; 9 — produşi vulcanici.
I — nivel abisic;
II — nivel hipoabisic;
III — nivel subvulcanic;
IV — nivel vulcanic.

adîncime în care intră primele trei nivele menţionate şi *de suprafaţă* în care intră cupolele de extrusiune vulcanică, aparatele vulcanice şi produşii activităţii vulcanice. Corpurile magmatice de adîncime se mai numesc şi *plutonice;* cele de suprafaţă *vulcanice.*

Formele plutonice apar iniţial în nivelele adînci ale scoarţei terestre. Unele dintre acestea, prinse în arii de ridicare ale unor sectoare orogenice, au ajuns în spre suprafaţă şi au fost aduse la zi prin procese de îndelungată eroziune a formaţiunilor care le-au acoperit.

Batolitele sînt corpuri magmatice situate la adîncimi iniţiale de 30—40 km, cu o boltă în formă neregulată, de pe care se desprind apofize şi protuberanţe prin care se alimentează corpuri magmatice de dimensiuni din ce în ce mai reduse, aşezate la nivele superioare. În general, batolitele au forme alungite care mulează spinările cutelor iniţiale (geanticlinale) din zonele orogenice. Batolitele se lărgesc în spre partea inferioară. Fără a li se putea stabili un culcuş, ele se înrădăcinează în crustă. În ce priveşte compoziţia magmei batolitelor, aceasta este de natură granitică sau andezitică. Batolite de acest tip, rezultate mai mult din materialul sedimentar al geosinclinalelor, în amestec topit cu partea superioară a plăcilor subduse, se află şi în masivele granitice din

Scanned with OKEN Scanner

Carpaţii Meridionali şi din Munţii Apuseni. Un masiv dacitic-andezitic de acest tip ca origine, un tafrolit ca formă, structură şi dimensiuni este Vlădeasa.

În concepţia actuală a formării sistemelor magmatice, se infirmă posibilitatea formării unor corpuri magmatice bazaltice care prin cristalizare fracţionată să dea serii de la roci bazice pînă la cele acide. Se admite însă că magmele, în ascensiunea lor de la un nivel la altul, străbătînd prin roci cu o compoziţie chimic-petrografică diferită, topesc şi asimilează cantităţi variabile din rocile prin care străbat şi, prin astfel de procese, compoziţia lor chimică şi petrografică suferă modificări care, în cele din urmă, se reflectă în tipuri de roci cu o compoziţie variată.

În nivelul hipoabisic apar şi corpurile magmatice numite *masive* şi *stock-uri*, a căror suprafaţă este sub 100 km². La noi în ţară de acest tip sînt *banatitele*, roci granodioritice legate de o fază mai avansată de cutare, prezente în Banatul de sud-vest şi în vestul Munţilor Bihorului. De regulă, acestea sînt interstratificate între diferite formaţiuni geologice, avînd canale de legătură cu batolitele din care se alimentează şi cu corpurile subvulcanice pe care le alimentează. În nivelul abisic se mai află şi apofize magmatice care generează corpurile numite *pegmatite*, bogate în mică, beril şi alte minerale cu conţinut de metale rare. Trei sînt regiunile mai importante în ţara noastră, cu filoane pegmatitice: Munţii Lotrului (Cataracte, Padini, Ţancurile 3, 4 şi 5, Mănăileasa ş.a.); partea de sud a Masivului Poiana Rusca, de o parte şi de alta a văii Bistra, la Voislova, Băuţar, Marga, ş.a.; zona Răzoare din Munţii Lăpuşului. S-ar mai putea menţiona cîmpul de pegmatite din masivul Borăscu.

Nivelul subvulcanic cuprinde diferite corpuri magmatice mai apropiate de suprafaţă, de forme şi dimensiuni variabile, din care se alimentează vulcani cu lave acide, intermediare şi neutre, care formează lave riolitice, dacitice şi andezitice. Dintre corpurile subvulcanice, cel mai des întîlnit este *lacolitul* şi filonul magmatic sau *dyk-ul*. În fig. 61 redăm o schiţă a morfologiei unui lacolit, arătînd calea de alimentare cu nivelul inferior şi coşul de alimentare a unor vulcani, dezvoltaţi de pe spinări de lacolit.

Aparate vulcanice alimentate de astfel de subvulcani au funcţionat la sfîrşitul Neogenului în ţara noastră, în aliniamentul Oaş-Gutîi-Ţibleş-Gurghiu şi Călimani-Harghita-Perşani, alimentaţi de magmele legate de subducţia unei plăci

Scanned with OKEN Scanner

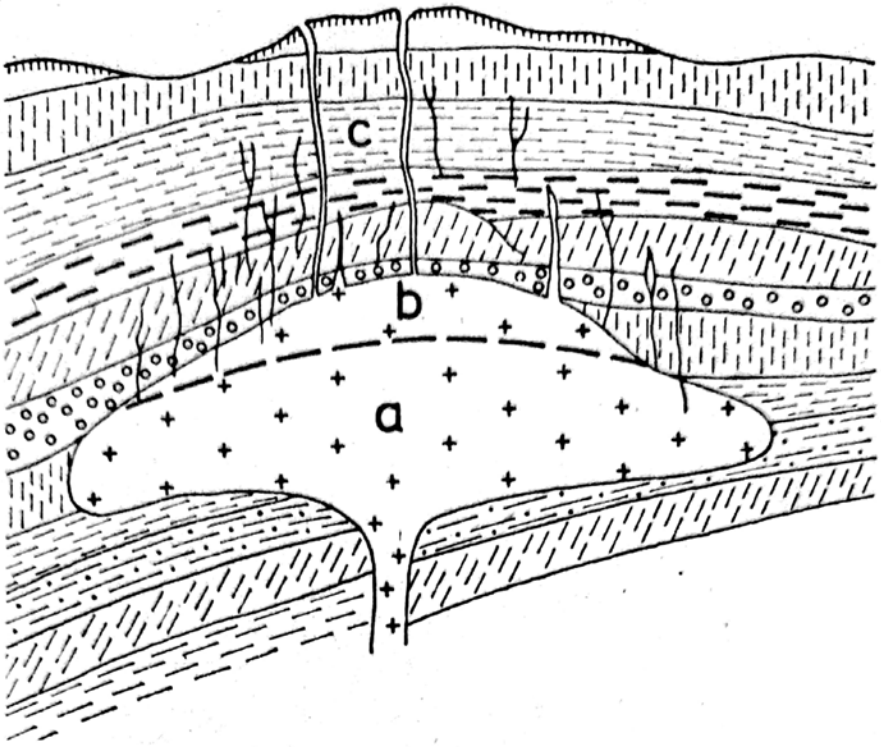


Fig. 61. Subvulcan: a — *partea inferioară ocupată de topitura în curs de consolidare;* b — *partea superioară (bolta) bogată în substanțe volatile (mineralizatori);* c — *zona acoperitoare, afectată de tensiunea gazelor. În această zona apar stîlpi vulcanici, fracturi filoniene, aparate vulcanice.*

din zona Siretului sub un arc insular. Alte zone cu astfel de produși vulcanici sînt cele patru aliniamente din Munții Apuseni: Brad-Hărțăgani-Cîinel-Băița-Săcărîmb; Stănija-Almaș-Zlatna; Roșia Montană-Bucium și andezitele din pintenul de cristalin de la Baia de Arieș.

Consolidarea magmelor. Ridicîndu-se spre nivele superioare, magmele străbat prin roci cu temperatură cu atît mai scăzută, cu cît acestea sînt mai aproape de suprafața terestră. Răcirea magmelor se face și prin topirea și asimilarea în masa lor a unor părți desprinse din rocile ce constituie pereții camerelor magmatice. La limita magmelor cu rocile înconjurătoare, o parte a topiturii magmatice atinge mai curînd punctul de solidificare și din ea se formează primele cristale. Acestea, avînd o greutate specifică mai mare decît magma din care provin, coboară în topitură pînă la un nivel în care se retopesc. Prin căderea cristalelor, se produce însă și o scădere a temperaturii pe toată adîncimea amestecului cristalelor cu magmă. În măsura în care magma din partea superioară și de pe marginea camerei magmatice suferă o

Scanned with OKEN Scanner

scădere de temperatură, se măreşte densitatea centrelor de cristalizare, deci creşte cantitatea de magmă solidificată. Căderea cristalelor în masa magmei determină şi curenţi de jos în sus, eventual şi de forma unor curenţi de convecţie (cvasicirculari), care, în cele din urmă, duc la omogenizarea temperaturii şi la consolidarea magmei din camera respectivă.

Consolidarea se produce sub anumite forme geometrice, cea de *cristale*, care aparţin la 230 grupe de simetrie spaţială. În natură, în genere, structura materiei, în orice stare de agregare, are un minimum de energie liberă, dar cea mai mică cantitate de energie liberă o au cristalele, iar structura optimă a fiecărui gen de cristale este rezultatul unor forţe de interacţiune manifestate de particulele lor componente. Atîta timp cît cristalele formate rămîn în condiţiile termodinamice în care s-au format, ele au o entropie minimă şi îşi păstrează caracteristicile.

În consolidarea magmei, cristalele se ating şi întrepătrund, alcătuind, în cele din urmă, o rocă, cu o compactitate dată de forţele de coeziune ale cristalelor respective. Cristalizarea începe prin formarea aşa numitelor celule elementare tridimensionale, la care se alătură, după anumiţi parametri, particulele componente care contribuie la creşterea în dimensiune a cristalelor. Ca o curiozitate, menţionăm că unele cristale rămîn la dimensiuni „embrionare", în timp ce altele ajung la mărimi gigantice. În Ural, de exemplu, se exploatează o carieră de feldspat în structura unui singur cristal gigant.

Magmele, în compoziţia lor iniţială, sînt alcătuite din silicaţi şi în mod subordonat din oxizi şi din aproximativ 10% substanţe volatile. În primele faze de consolidare, vor cristaliza silicaţii şi oxizii şi aceasta pînă la nivelul de temperatură de circa 800°C. Pînă la acest nivel de temperatură se formează rocile magmatice tipice, în faza de consolidare *lichid-magmatică*. Sub acest nivel rămîn fracţiuni fluide ale magmei, din care se formează unele roci alcătuite din cristale mari de feldspaţi, de mică, cuarţ, beril, turmalin ş.a. în corpuri de formă filoniană, numite *pegmatite*. Aceasta este faza *pegmatitică* a consolidării magmei şi se petrece la temperaturi între 800° şi 500°C.

Reziduurile magmatice sub temperatura de circa 500°C pînă la circa 400°C, sînt reprezentate prin soluţii apoase supracritice. În acest interval de temperatură, apa este sub forma de vapori „uscaţi", deasupra punctului lor critic (se

Scanned with OKEN Scanner

comportă ca gaze perfecte) *faza pneumatolitică*, în care se depun: albit, mice verzi, compuşi de litiu şi de alte elemente rare. Fiind greu de separat faza pegmatitică de cea pneumatolitică, aceste două faze apar ca două componente ale fazei denumită *pegmatitică-pneumatolitică.*

În condiţiile de presiune din scoarţă, în care vaporii de apă ajung la punctul lor critic, aceştia pot fi parţial condensaţi şi pot forma soluţii apoase, care definesc *faza hidrotermală*, cuprinsă între aproximativ 400°C şi 50°C. În această fază se depun silicaţi, sulfuri, seleniuri, telururi, stibiuri şi zeoliţi. Sub temperatura de 50°C, are loc formarea de minerale argiloase, printr-o alterare secundară, de suprafaţă, a a mineralelor primare, îndeosebi a silicaţilor.

Vulcanii. Reprezintă partea superioară terminală a unui sistem magmatic, prin care materialul topit ajunge la suprafaţă sub forma de *lave* (magme din care s-a degajat cea mai mare parte a fracţiunii volatile). Un vulcan este alcătuit din: coş, crater şi con vulcanic. *Coşul* este canalul de legătură cu subvulcanul în care este înrădăcinat. În secţiune are formă cilindroidă. *Craterul* este gura de vărsare la suprafaţă a vulcanului şi are forma, de regulă, ca o pîlnie (fig. 62). *Conul vulcanic* este construit din produşi ai activităţii vulcanice. Un astfel de aparat vulcanic este specific unui vulcan cu erupţie centrală, spre deosebire de vulcanii de tip linear din care lava ajunge la suprafaţă printr-o deschidere în formă de fractură. Adesea vulcanii cu erupţie centrală (punctiformă) sînt înşiraţi în lungul unei fracturi.

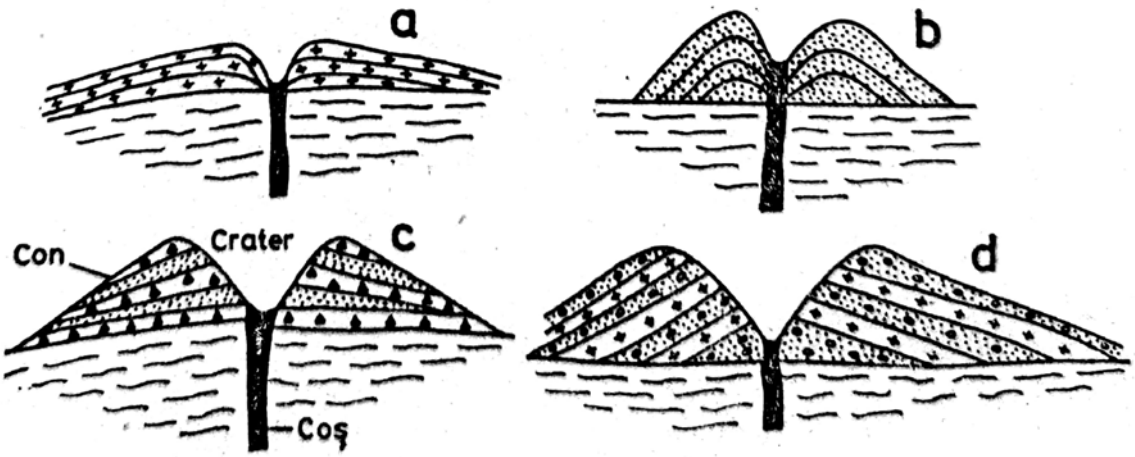


Fig. 62. Aparat vulcanic: a — con de lave; b *— con de cenuşi vulcanice;* c *— con de sfărîmături;* d *— stratovulcan.*

Scanned with OKEN Scanner

Conul vulcanic poate avea mai multe feluri de structuri, după natura produşilor vulcanici. Produşii activităţii vulcanice sînt: gazoşi, fluizi şi solizi.

O erupţie vulcanică, de regulă, începe cu o fază gazoasă, care se manifestă prin presiuni enorme, exercitate de fracţiunea volatilă a magmei asupra cupolei subvulcanice. Presiunea gazelor se manifestă adeseori prin zgomote subterane şi prin zguduiri locale şi chiar regionale, pînă cînd s-a format coşul vulcanic. Aceasta este *faza preeruptivă*, fază de descărcare puternică a gazelor din camera subvulcanică prin intermediul coşului vulcanic, început în faza preeruptivă şi în curs de a primi forma definitivă. *Erupţia* este însoţită de zgomote puternice, datorită detentei. În prima fază de erupţie apar gaze şi produşi solizi de diferite mărimi, care nu sînt altceva decît fragmente rupte din rocile în care s-a format coşul vulcanic. Gazele şi fragmentele de dimensiuni reduse se ridică în atmosferă pînă la înălţimi de mii de metri. În reacţia acestor produşi cu atmosfera, se produc fenomene meteorologice locale şi regionale, cu ploi torenţiale şi descărcări electrice.

Fragmentele solide sînt de diferite mărimi: *blocuri*, în greutate de la cîteva kilograme la cîteva tone; *bombe vulcanice*, de la mărimea unei nuci la cîteva kilograme; *lapili*, de mărimea unui pietriş, mărunt; *cenuşă vulcanică*, de mărimea nisipului şi a prafului. Acest material constituie *faza solidă* a erupţiei vulcanice. Urmează *faza lichidă*, în care, prin crater, se revarsă lava (materia topită), care curge peste conul vulcanic şi acoperă pantele sau cîmpiile învecinate. În tot timpul erupţiei şi după încheierea fazei lichide, din crater se degajă gaze, fără întrerupere. Gazele din faza erupţiilor au temperaturi ridicate şi se numesc *fumarole*. Gazele din faza liniştită a vulcanilor au temperaturi sub 1 000°C. Între 1 000 şi 400°C apar fumarolele uscate (HCl, cloruri, SO_2, CO_2), urmate de fumarolele acide (400—300°C), apoi de fumarolele bazice (300—100°C) compuse din CO_2, SO_2, H_2S, H_2O. Fracţiunea gazoasă, cu temperatura de 200—100°C, numită şi fază *solfatariană*, este compusă din H_2SO_4, SO_2, CO_2, H_2O, din care se depune SiO_2, sulfaţi şi sulfuri. Sulfatarele cu temperatură de 175—100°C numite *soffioni*, depun bor şi mai ales sulf nativ.

La temperaturi peste 100°C se manifestă izvoarele ţîşnitoare fierbinţi, numite *gheizeri*. Un gheizer este alcătuit dintr-un canal neregulat, cu adîncimea pînă la apropierea de

Scanned with OKEN Scanner

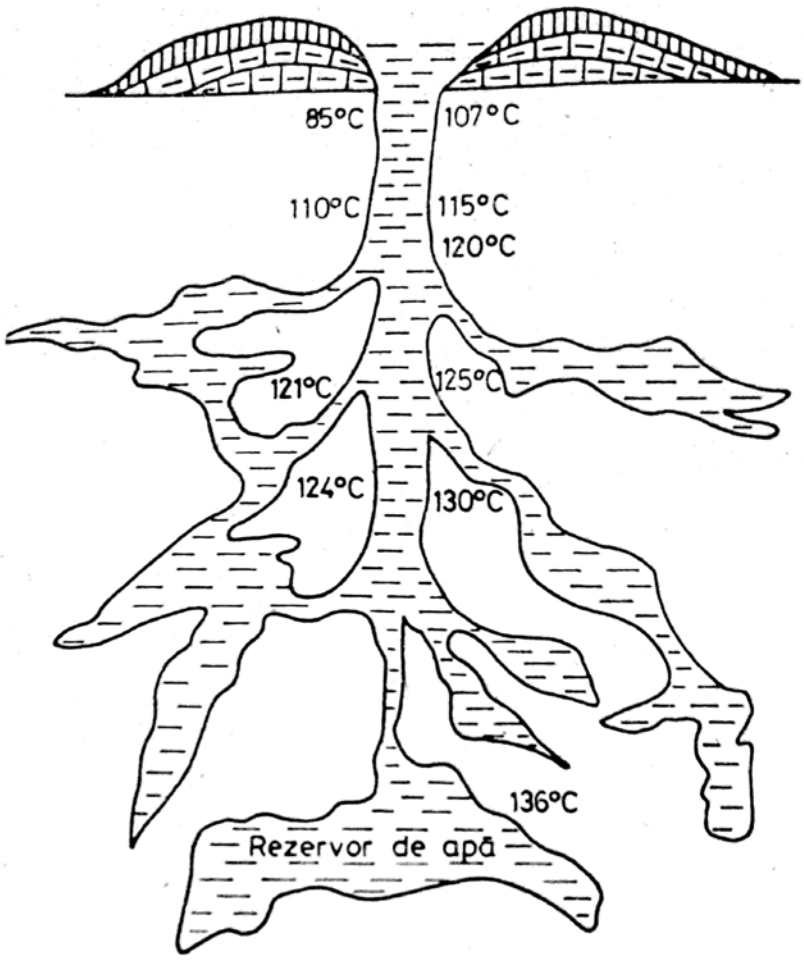


Fig. 63. Schița structurii unui gheizer (după A. Holmes, cu modificări). Cifrele din dreapta arată temperatura apei înainte de erupție; cifrele din stînga arată temperatura apei după erupție.

corpuri magmatice, calde (fig. 63). Canalul are ramificații secundare prin care se alimentează cu apă a cărei temperatură ajunge pînă la 136°C. Ajunsă în canalul principal, cînd tensiunea internă a vaporilor învinge greutatea coloanei de apă, gheizerul intră în erupție, aruncînd apa pînă la înălțimi de zeci și sute de metri. Gheizerul Waimangu din Noua Zeelandă într-o singură erupție a aruncat circa 800 m³ de apă pînă la înălțimea de 457 m. Din apa gheizerului se depune o silice spongioasă numită *gheizerit*. Cei mai numeroși gheizeri se găsesc în Parcul Național Yellowstone din Statele Unite ale Americii (circa 300). Se mai află în Kamceatka, în Noua Zeelanda (la Wairakei), în Islanda etc. Tot ca manifestare postvulcanică sînt *izvoarele fierbinți*, fără erupție, care se găsesc în regiunile cu gheizeri, cît și în altele lipsite de apă fierbinte în erupție. Cu mulți ani în urmă, energia apelor termale *(energia geotermică)* a început să fie pusă în serviciul

Scanned with OKEN Scanner

omului în Italia (la Larderello (în 1904), Jawa (1926), Noua Zeelandă (1945), California (1960), Islanda, U.R.S.S., Mexic, Japonia. Se prevede ca pînă în 1980 energia furnizată de aceste ape să ajungă la un echivalent de 3 GW. Ultima formă de activitate în faza finală a activităţii vulcanice (fază post-vulcanică) este cea *mofetică*, în care se produce o degajare de CO_2. Aceasta poate fi asociată cu apariţia şi funcţionarea izvoarelor carbogazoase.

Tipul de vulcan cu fazele de erupţie descrise aparţine vulcanilor cu *erupţie mixtă* (produşi gazoşi-solizi-lichizi-gazoşi). Aceştia aparţin magmelor de tip dacitic şi andezitic. Spre deosebire de aceştia sînt *vulcani de explozie* şi *vulcani cu activitate lentă*. Vulcanii de explozie sînt foarte violenţi. Au degajări excepţionale de gaze care aruncă mari cantităţi de sfărîmături, uneori spulberînd propriul lor con şi crater. Aceştia apar în legătură cu magme dacitice şi riolitice. În opoziţie cu aceştia, sînt vulcanii cu erupţii liniştite care se alimentează din magme bazice (ofiolite, bazalte). Astfel de vulcani se cunosc în ariile oceanice (Hawaii, Japonia etc.)

Materialele solide rezultate din erupţiile vulcanice se depun haotic în jurul centrului de erupţie la distanţe mai mari sau mai mici, după intensitatea erupţiei şi după mărimea fragmentelor. Pe uscat, astfel de materiale constituie *aglomerate vulcanice*. Produsele solide căzute în apă, pe lîngă că suferă şi o oarecare clasare mecanică, efectuată de valuri, mai primesc şi o stratificaţie în care se află şi slabe intercalaţii de sedimente marine obişnuite. Aceste depuneri se numesc *piroclastite*. Prin compactare şi cimentare cenuşa vulcanică formează *tuful vulcanic*.

Erupţii vulcanice de mare intensitate. În mod obişnuit, erupţiile vulcanice nu oferă semne prevestitoare, care în trecut, să fi putut constitui avertismente pentru evitarea pierderilor de vieţi omeneşti. Din această cauză chiar în cursul istoriei moderne şi contemporane, omenirea a avut de înregistrat dramatice suferinţe.

Începem cu cea mai veche erupţie cunoscută şi înregistrată de istorie a vulcanului Vezuviu, din apropierea oraşului Neapole. La poalele muntelui Somma, un vulcan adormit, de care locuitorii regiunii se temeau în vreun fel încă din secolul al VIII-lea î.e.n., s-au dezvoltat localităţi înfloritoare: Pompei, Herculanum, Stabiae ş.a. Numai în anul 63 e.n. regiunea a fost zguduită de un puternic cutremur, fără nici o manifestare vulcanică. În anul 79, la

Scanned with OKEN Scanner

24 august, la ora 1 (noaptea), din vîrful muntelui Somma s-a ridicat o coloană înaltă de gaze iar pe terenul învecinat a început să se depună un strat gros de scorie vulcanică (piatră ponce) şi cenuşă vulcanică. Materialul aruncat în atmosferă a determinat crearea unui centru de minim atmosferic în care a pătruns aer rece. Au urmat precipitaţii atmosferice sub forma unor furtuni, însoţite de vînt puternic, de descărcări electrice: o împletire a forţelor dezlănţuite din afară cu cele din lăuntru. Ploile au transportat produşii vulcanici de pe versanţi, sub forma unui noroi vulcanic, pe care l-au depus peste aşezările omeneşti, într-un strat gros de peste trei metri. Peste noroiul vulcanic a continuat să cadă piatră ponce, bombe, lapili, cenuşă şi lavă care s-a depus spre sfîrşitul erupţiei. Erupţia a fost descrisă de un martor ocular: *Plinius cel Tînăr.*

Activitatea vulcanului s-a manifestat, cu intensitate mai scăzută, după intervale mai lungi sau mai scurte pînă în anul 1136, după care a urmat o lungă perioadă de linişte pînă în anul 1631, cînd şi-a reluat activitatea, prin explozii mai slabe sau mai violente pînă în zilele noastre. Din felul cum au decurs erupţiile Vezuviului, rezultă că acesta este un *vulcan activ*, cu perioade de relativă linişte între diferitele erupţii.

Vulcanii stinşi şi-au încetat activitatea prin închiderea căilor cu zonele profunde de alimentare. Astfel de vulcani stinşi apar în lungul munţilor mai tineri. În lanţul eruptiv al Carpaţilor Orientali se află mai multe structuri vulcanice care şi-au păstrat bine părţile constitutive: crater, con şi coş vulcanic. Cel mai bun exemplu îl oferă Călimanii, iar în Munţii Apuseni aparatul vulcanic de la Căraciu (9 km vest de Brad).

Vulcani cu erupţie asemănătoare Vezuviului au o *erupţie mixtă*, cu produşi solizi, gazoşi şi lave. Un vulcan caracterizat prin erupţii de gaze şi de cenuşă vulcanică este *Mont Pelée* (Montagne Pelée) din insula Martinica, a cărui erupţie, din anul 1902, a fost descrisă de *A. Lacroix*. Lava acestui vulcan este vîscoasă. Nu curge peste pereţii craterului ci se întăreşte în crater, sub forma unei cupole, pe care gazele o ridică în sus, luînd forma de stîlp (fig. 64). Gazele, cînd îşi fac loc spre suprafaţă, se degajează intermitent, dar nu prin gura vulcanului ci prin stratele care formează conul vulcanic. Adesea gazele sînt însoţite şi de nori arzători. Astfel de erupţii s-au produs adesea, începînd de la 1792, fără a produce victime şi pagube materiale, ceea ce a înlesnit o dezvol-

Scanned with OKEN Scanner

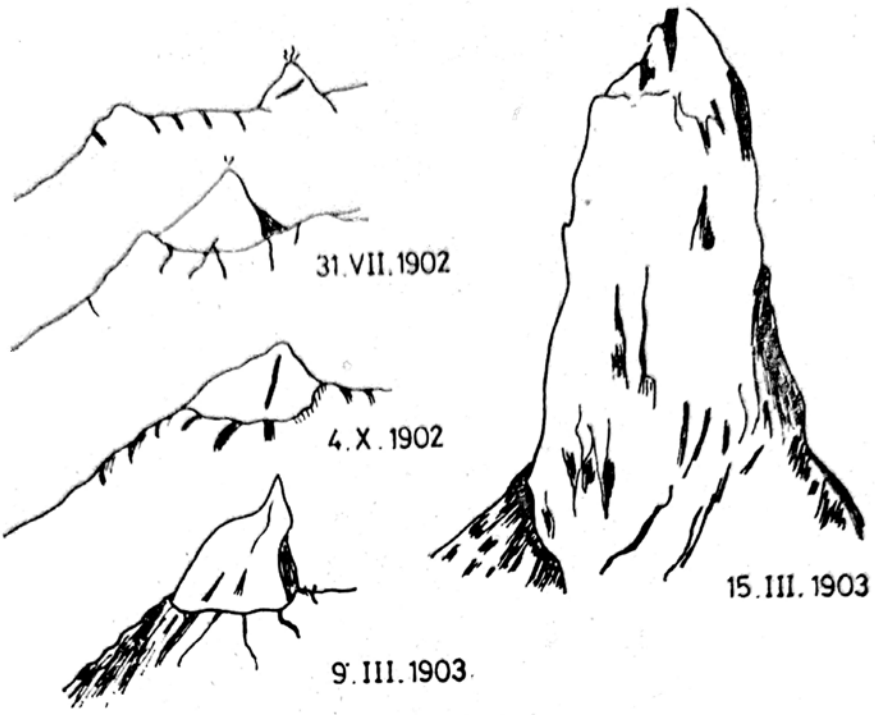


Fig. 64. Fazele de erupţie şi de consolidare a stîlpului în craterul vulcanului Montagne Pelée (după A. Lacroix).

tare economică şi înfloritoare a oraşului Saint Pièrre, port la mare. În 24 aprilie 1902, o coloană de vapori şi de cenuşă, urmată de cutremure, trădau presiunea mare a gazelor ce apăsau asupra dopului (stîlpului) de lavă întărită în gura craterului. Gazele au izbucnit prin coasta vulcanului, la 8 mai 1902, de unde un nor negru de fumarole şi nori arzători, purtaţi de un vînt cu o viteză de 150 m/s, s-a rostogolit asupra oraşului, omorînd tot ce a fost viaţă şi populaţia oraşului (circa 28 000—30 000 oameni), în cîteva minute. Au scăpat numai persoanele aflate pe mare sau în insulă în afara oraşului. Au urmat alte erupţii care au ridicat stîlpul de lavă la o înălţime de 476 m. Vulcanul a mai dat emanaţii de gaze, apoi s-a liniştit pînă în 1929 şi 1932 cînd a devenit din nou activ.

O menţiune specială pentru vulcanul *Krakatau* (Krakatoa) din strîmtoarea Sunde, între Jawa şi Sumatera, în legătură cu erupţia de la 25 august 1883, care a aruncat în aer întregul aparat vulcanic inclusiv o parte din insula pe care se afla. Explozia a fost auzită pînă la depărtări de 3000 km, iar undele seismice produse au fost înregistrate pînă la antipod. Valurile mării, în regiunea coastei, au intrat pe uscat cu o înălţime pînă la 70 m. În retragerea lor au luat în mare tot ce nu a avut o bună fixare de subsol. Valurile

Scanned with OKEN Scanner

s-au propagat prin Oceanul Indian în Oceanul Atlantic şi prin Oceanul Pacific au ajuns la coastele Americii cu o înălţime de 40 cm. Din insulă 2/3 a fost aruncată în aer. Pe locul insulei distruse a înaintat marea, unde a avut o adîncime de 250 m. Pe o rază pînă la 15 km, depozitele de sfărîmături vulcanice au avut o grosime pînă la 20 m, în afara materialului preluat şi transportat de valuri. Cenuşa vulcanică s-a ridicat pînă spre limita superioară a troposferei, a rătăcit doi ani prin atmosferă şi a ajuns pînă în America.

În opoziţie cu exploziile violente se manifestă şi erupţii liniştite, care dau extruziuni formate numai din gaze şi lave fluide, de tip bazaltic. Este tipul hawaian de erupţie. Dintre vulcanii cu astfel de erupţii, menţionăm vulcanii activi *Mauna Loa* şi *Kilauea* din arhipelagul Hawaii, vulcanii din arhipelagul Samoa şi alţii, cu vatra pe scoarţa oceanică. În momentul erupţiei are loc o intensificare a emanaţiilor gazoase, urmată de creşterea volumului de lavă în crater şi de revărsarea lavei pe panta puţin înclinată a coastei vulcanului. Dată fiind fluiditatea mare a acestor lave, viteza lor de curgere pe pante este mare şi formează torenţi de lave în lungimi pînă la 50 km. Cu încetul, astfel de lave se solidifică. De regulă, vulcanii de acest fel apar ca vulcani submarini care se dezvoltă prin propria lor lavă. Vulcanul Mauna Loa are o înălţime de 10 200 m, din care 6 000 m sub apa oceanului, cu un diametru la bază de circa 400 km. Craterul vulcanului are un diametru de 5 km şi conţine un lac de lavă. Volumul întregului con, de la bază pînă la crater, este de 400 000km^3

Se consideră în această categorie vulcanii care au construit insulele Azore, Ascension, Sf. Elena, precum şi o mulţime de alte insule aşa de răspîndite în Oceanul Pacific. Lave fluide au şi vulcanii din insula Islanda, în număr de 20, din care 7—8 vulcani activi, unii producînd în urmă cu cîţiva ani însemnate pagube.

Acestea sînt principalele forme de activitate vulcanică între ele fiind totuşi variante oferite de cei aproximativ 500 de vulcani activi. Referindu-ne la forţa dinamică a unor erupţii vulcanice, pe baza unor calcule efectuate, menţionăm următoarele date:

— vulcanul Etna a eliminat, în 1971, în 46 zile, circa 100 milioane metri cubi de lavă;

— energia calculată a erupţiei unui vulcan din Kamceatka a fost echivalentă cu 40 000 miliarde kWh;

Scanned with OKEN Scanner

— vulcanul Katmai din Alaska a aruncat, în anul 1912, o cantitate de 20 km³ de produşi;

— vulcanul Cosigeuna din Nicaragua a aruncat, în ianuarie 1835, în 7 zile, aproximativ 50 km³ de piroclastite;

— vulcanul Tambora din insula Sumbawa (arhipelagul Sonde), în 1815—1816, a produs 150 km³ de material piroclastic. Din muntele vulcanic înalt de 2 800 m, în 15 luni a rămas numai partea inferioară, cu înălţimea de 1 300 m.

Astfel de erupţii violente au dat şi vulcanii cu lavă vîscoasă, riolitică-dacitică, de la Roşia Montană în urmă cu circa 15—20 milioane de ani. Cenuşa vulcanică rezultată s-a întins peste Podişul Transilvaniei şi ariile Carpaţilor Orientali.

Prin activitatea vulcanilor, s-au format *munţii vulcanici*, răspîndiţi în jurul Oceanului Pacific, în cordilierii Americii, în vestul Oceanului Pacific, în insulele acestui mare ocean, în lungul riftului african, în ariile carpatice şi caucaziene. În ţara noastră, munţi vulcanici se află în Carpaţii Orientali, din Oaş pînă în Perşani şi în cele patru aliniamente vulcanice din Munţii Metaliferi şi în bazinul Zarandului. Aceşti munţi vulcanici sînt tineri, legaţi de actualele procese tectonice. În trecutul mai îndepărtat al Pămîntului au existat şi alţi munţi vulcanici, care au fost erodaţi pînă în temelie.

Răspîndirea vulcanilor. Vulcanii activi sînt răspîndiţi în mai multe structuri terestre: unii pe uscat, circa 500, alţii sub apele oceanice (pe fundul Oceanului Pacific, circa 10 000). Unii se găsesc şi în zone de cîmpie sau de podiş, cei mai mulţi în zone muntoase, ajungînd pînă la 6 723 metri (vulcanul Lullaillaco din Chile). Cei aproximativ 500 de vulcani activi sînt răspîndiţi în ariile de mobilitate tectonică cunoscute astăzi prin tectonica plăcilor. Unii vulcani s-au format în zonele de extensie ale scoarţei, în lungul dorsalelor oceanice, al faliilor transformante şi deasupra „petelor fierbinţi“ de sub crusta oceanică.

Cei mai mulţi vulcani activi şi stinşi (peste 60% din total) se găsesc în zonele de subducţie a plăcilor litosferice, în partea dinspre continent a foselor oceanice şi în lanţul de munţi formaţi în partea dinspre continent a foselor din faţa plăcilor continentale.

În partea de nord-vest a Pacificului, în Kamceatka, se află un mare număr de vulcani (circa 120) din care 28 în activitate. Cel mai înalt dintre aceştia, Kliucevskia, are înăl-

Scanned with OKEN Scanner

ţimea de 4 750 m, urmat de Utiscaia, Sopca ş.a. În continuarea vulcanilor din Kamceatka înspre sud, se găsesc cei 40 vulcani activi în lanţul Kurile, dintre care cel mai important este Alaid, înalt de 3 300 m.

Vulcanii insulelor japoneze continuă lanţul spre sud, în spatele fosei japoneze. Dintre aceştia mai importanţi sînt: Fuji Yama (3 776 m), Asama Yama, Sirama Yama, Mya Kejima şi Bandai San. În arcul insular Ryūkyū, vulcanul cel mai important este Aso. Nici insula Taiwan nu este lipsită de aparate vulcanice, trei fiind mai importante. Linia vulcanică continuă spre sud prin vulcanul Didica, între Taiwan şi Filipine. În arhipelagul Filipinelor se găsesc vulcanii activi Taal, Mayon, Cominguin. În Sumatera sînt opt vulcani activi, dintre care mai important este Merapi. Între Sumatera şi Jawa cel mai important este Krakatau (Krakatoa). Insula Jawa are circa 30 vulcani activi, din care mai importanţi sînt Merapi, Semeru şi Papandajan. În continuare, spre est, în insula Sumbawa se găseşte vulcanul Tambora, cu cea mai puternică erupţie în 1915. Linia vulcanică se continuă peste insula Flores, Marea Banda, spre Noua Guinee, cu arhipelagurile: Bismarck, Solomon; Noile Hebride; Tonga-Kermadec şi Noua Zeelanda, în care se găseşte vulcanul Taravera şi numeroase gheizere. Pe continentul antarctic, în Ţara Victoria este vulcanul Erebus. De aici, „marele cerc de foc Pacific“ se leagă de marele aliniament vulcanic al vestului Americii de Sud, unde cei mai sudici vulcani se găsesc în Ţara de Foc, de unde o parte continuă spre Antarctica, prin arhipelagul Georgia de Sud şi Sandwich, iar o altă parte continuă pe coasta de vest a Americii de Sud cu vulcanul Lullaillaco, cu vîrful de 6 723 m. Mai spre nord sînt vulcanii Copiapó, Misti Sangay ş.a. Pe teritoriul statului Ecuador, se găsesc vulcanii Chimborazo şi Cotopaxi. Regiunea vulcanică a Columbiei îl are mai important pe Newado de Tollima.

În America Centrală şi Mexic se găsesc vulcanii: Colima, Jorullo, Popocatepetl şi Paricutin iar, spre est, în Antilele Mici, vulcanul Mont Pelée din insula Martinica.

„Cercul de foc“ circumpacific continuă spre nord, prin gheiserii din Parcul naţional Yellowstone, şi prin vulcanul Katmai din Alaska, şi se închide prin Aleutine.

Cu o înclinare de aproximativ 60° faţă de cercul vulcanic circumpacific se află cercul vulcanic mediteranian, amplasat

Scanned with OKEN Scanner

pe vechile arii ale Mării Tethys. Începînd din vestul Europei, unii vulcani stinşi se găsesc în estul Spaniei şi în Platoul central. Vulcani activi în insulele Madeira şi Canare (vulcanul Pico de Teida, 3 718 m). Spre est, în sectorul mediteranian propriu-zis se află vulcanii din Italia şi insulele italiene: Vezuviu, Stromboli, Volcano, Etna ş.a. Tot în acest aliniament au funcţionat vulcanii din regiunea carpatică din Marea Egee, Turcia, Caucaz, cum şi linia de erupţie bazaltică din Etiopia, peninsulele Arabia şi India.

Un lanţ vulcanic aparte este cel est-african din lungul marelui rift dintre Nyasa şi valea Iordanului. Aici se cunosc vulcanii stinşi Kenya, Kilimanjaro ş.a. Paralel cu aceştia sînt vulcanii din insulele Comore şi din Madagascar.

În nordul Oceanului Atlantic se întinde provincia vulcanică arctică, dintre Groenlanda şi Scoţia-Irlanda. Cuprinde şi insulele din nord, cum şi Islanda, Färöer. Întinse suprafeţe acoperite de bazalte se găsesc în Siberia.

În apropierea Islandei se găseşte insula Heimaey, din arhipelagul Vestmann. În Heimaey se găseşte vulcanul Helgafjell, care a „dormit“ circa 7 000 de ani. Din acest somn s-a trezit în dimineaţa de 23 ianuarie 1973. În insulă s-a format o crăpătură de 1,5 km lungime, prin care s-a revărsat lava, care a umplut şi acoperit relieful depresionar al insulei. Au urmat şi produşi fini de lavă şi cenuşi care au acoperit regiunea inclusiv oraşul Vestmannalyjar, peste care a depus sute de mii de metri cubi de cenuşă, scoţîndu-l pentru un oarecare timp din circuitul social-economic. De remarcat, că tot în acest arhipelag, prin activitatea aceleiaşi vetre vulcanice s-a format o nouă insulă vulcanică, Surtsey, vecină cu Heimaey, în urma erupţiilor care s-au produs între 14 februarie 1963 şi iunie 1967.

Importanţa studiului vulcanilor. Interesul practic cel mai apropiat oamenilor este să recolteze informaţii asupra unor acumulări de minereuri şi asupra unor eventuale erupţii, în viitor. Dacă altădată semnalele culese în faza preeruptivă — zgomote subterane, cutremure locale şi degajări de gaze — nu au constituit avertismente de care să se fi putut ţine seama, astăzi, în cea mai mare parte a regiunilor vulcanice, populaţia are un minimum de cunoştinţe pentru a se apăra.

Scanned with OKEN Scanner

Dezlănțuirea erupțiilor vulcanice asociază formidabile energii, pe care omul încearcă, măcar în parte, să le „domesticească". O zonă interesantă pentru captarea energiei vulcanilor este peninsula Kamceatka unde vulcanologi sovietici și americani se preocupă de o astfel de problemă. Încercări s-au făcut și în Alaska.

În 1977, nava sovietică „Vulcanolog" a început studii vulcanologice în regiunea insulei Nampo din nordul Filipinelor. Paralel se fac cercetări geofizice (gravimetrie, magnetometrie și flux termic).

Vulcanologi din mai multe țări fac cercetări asidue și s-a ajuns în posesia unor informații care pot ajuta la prevederea unor erupții vulcanice cu cîteva zile sau chiar cu luni înainte. La sfîrșitul anului 1913, s-au semnalat seisme în jurul vulcanului Sakuraskima din apropierea orașului japonez Kagoshima (26 000 locuitori) și a satelor din apropiere. Populația a fost evacuată. În 10 ianuarie 1914 au fost înregistrate puternice zguduiri seismice, vulcanul a început să fumege, iar în 12 ianuarie s-a produs o enormă explozie în urma căreia orașul a fost acoperit cu o pătură groasă de cenușă și blocuri fierbinți.

În primăvara anului 1976, vulcanologi sovietici au prevăzut erupția unui nou vulcan în Kamceatka, în zona Tolbacik. Erupția s-a produs după cîteva luni și activitatea continuă. Geofizicieni japonezi au prezis, în 1977, apariția unui vulcan în insula Yoto, ceea ce s-a dovedit după puțin timp. Pe baza informațiilor referitoare la reluarea activității unui vulcan, în unele cazuri, se poate aprecia data aproximativă a unei noi erupții, dar nu și intensitatea acesteia. Încă se mai cer multe informații și metodologii de lucru cît mai adecvate *(Haroun Tazieff*, 1971).

Instinctul de conservare al animalelor lucrează cu mai multă precizie. Observații făcute în apropierea lanțului vulcanic Virunga, din Africa, au dus la constatarea că, înainte numai cu cîteva ore de începerea activității vulcanice, animalele părăsesc regiunea amenințată, într-o fugă neobișnuită. Este posibil să fie sesizate seisme de mică intensitate și zgomote subterane slabe, variații mici de temperatură, emanații gazoase, ori schimbări în starea electrică a atmosferei.

Fenomenele magmatice generatoare de substanțe utile.

Rocile magmatice, primii produși naturali ai magmelor, considerate cele mai indicate în construcții, prin compacti-

tatea şi rezistenţa lor la diferite solicitări mecanice, au început să fie utilizate şi ca materie primă pentru unele produse necesare ca înlocuitori ai metalelor şi ai unor fibre naturale. Începutul s-a făcut prin topirea bazaltelor şi turnarea topiturii, după tehnologii corespunzătoare, în anumite tipare spre a înlocui metalele care sînt în curs de epuizare, în urma exploatării continue şi intensive a zăcămintelor. Tot din bazalte au fost obţinute fire subţiri din care s-au putut confecţiona unele ţesături şi vată, izolatoare termice şi fonice.

Ne vom opri aci, deocamdată, cu aspectele economice privind rocile magmatice şi se vor face unele consideraţii asupra importanţei magmelor şi a rocilor magmatice în formarea minereurilor metalifere şi nemetalifere.

Metalogeneza. Este un complex de procese geologice şi geochimice care contribuie la formarea substanţelor minerale purtătoare de metale şi de metaloizi, în acelaşi timp. Cunoaşterea acestor procese nu este numai o dorinţă de a şti ceva în plus referitor la forma de mişcare şi de asociere a materiei terestre, pentru completări de cunoştinţe teoretice, ci şi de a găsi reguli, legităţi şi în cele din urmă legile care determină asemenea asocieri. Cu ajutorul cunoştinţelor pe care ni le dă materialul cunoscut teoretic, la care se adaugă, neapărat, observaţiile şi raporturile culese pe teren, se poate porni, de la anumite structuri şi corpuri geologice, la identificări ale unor acumulări de minerale utile.

Din cele cunoscute pînă în prezent, existenţa unor astfel de acumulări, în poziţiile şi structurile geologice în care se găsesc, nu constituie simple întîmplări. Între fenomenele geologice şi prezenţa anumitor tipuri de magme şi roci magmatice în scoarţa terestră există o determinare legică, de la cauză la efect, de la procesul tectonic, la prezenţa magmei. În cele ce urmează, se vor da cîteva noţiuni privind relaţia dintre diferitele tipuri de corpuri magmatice şi natura minereurilor care se formează din fiecare.

Trebuie precizat, de la început, că distribuţia elementelor utile în scoarţa şi în întreaga masă terestră a fost cu totul alta decît cea pe care o întîlnim în prezent. Un principiu de bază este că elementele au fost dispuse după greutatea lor specifică, cele mai grele în zonele mai profunde ale învelişurilor planetei. Aceasta, cel puţin pînă în apropiere de nucleul terestru. Ca o abatere de la regula de mai sus, poate fi admisă şi influenţa razei atomice la fixarea nivelului de aşezare a

Scanned with OKEN Scanner

unor elemente: cele cu raza atomică mare se găsesc în nivele mai de suprafață, deși au o greutate specifică ridicată (de exemplu bariul, radiul ș.a.). De altă parte, curenții de convecție fac transport de material mai cald dar și mai greu înspre baza litosferei. În mantaua superioară și în astenosferă este greu de admis existența unor spații în care materia să nu aibă o compoziție inițială omogenă. O diferențiere prin separări gravitaționale, eventual pe alte principii (flotație, separare și imiscibilitate a unor compuși ai magmelor) s-ar putea produce la baza litosferei, în bombamentele care dau impuls de formare a geanticlinalelor, apoi de-a lungul corpurilor componente ale sistemelor magmatice și la periferia acestora, în reacțiile dintre magme și rocile în care au pătruns și s-au stabilit.

În fiecare nivel din scoarță apar anumite corpuri magmatice, în care se formează roci ce diferă unele de altele prin chimismul inițial și prin structura și textura lor. Rocilor li se asociază și diferite tipuri de minereu, specifice magmelor din care provin și nivelelor la care magmele s-au oprit în scoarța terestră. De remarcat că mineralele metalifere nu se găsesc uniform distribuite în masa rocilor, deci roca și minereul nu formează un amestec omogen. Minereurile se izolează de magmă și formează corpuri aparte, ca frați gemeni ai rocilor, cu originea în aceeași matrice magmatică, dar cu evoluție separată și în spații aparte, create în masa rocii respective sau la marginea corpurilor de roci magmatice. Din elementele corpurilor de minereu rămîn doar atomi izolați care intră ca înlocuitori izomorfi ai altor elemente, înrudite geochimic, în edificiul cristalin al unor minerale. Numai în așa-numitele zăcăminte de impregnație se deosebesc porțiuni cu minerale metalifere de o mai mare densitate față de mineralele rocii în spațiul care, practic, constituie un zăcămînt. Pornind de la acesta, înspre periferie, mineralele metalifere devin tot mai rare pînă ce, aparent, dispar. Totuși, ca elemente fin dispersate, din 100 tone granit se pot obține: circa 8 t aluminiu, 5 t fier; 540 kg titan; 80 kg Mn; 80 kg Cr; 18 kg Ni; 14 kg V; 1,8 kg Pb.

Cu precizările făcute, fără a ne referi la alte mecanisme și ipoteze geochimice, vor fi prezentate, rezumativ, relațiile dintre rocile magmatice și minereurile asociate, ținînd seama și de edificiul tectonic respectiv. Recent a fost introdus un termen, cel de *metalotect* (*P. Lafitte, F. Furmingeat și P. Routier*, 1965), care se referă la orice obiect geologic legat

Scanned with OKEN Scanner

de tectonică, magmatism, metamorfism, geochimie, paleoclimat etc, ce pare să favorizeze formarea unui zăcămînt sau a unei concentraţii minerale care ar putea fi orientativă în cercetarea geologică şi în cartarea metalogenetică, pentru conturarea pe hărţi, la scară corespunzătoare, a unor corpuri susceptibile de valorificare economică.

Plecînd de la consideraţiile anterioare, reamintim că principalele linii tectonice care răspund de formarea, ascensiunea şi consolidarea magmelor sînt: rifturile dorsalelor mediane ale oceanelor; zonele de subducţie, cu formarea de cordiliere şi arcuri insulare; liniile de contact dintre plăcile continentale în mişcare de convergenţă şi coliziune; cuvetele şi bazinele geosinclinale; liniile de fractură ale unor platforme activizate. Dintre toate aceste structuri geologice, evoluţia geosinclinalelor şi orogeneza, înţelese prin mecanismele tectonicii plăcilor, participă în cea mai mare măsură la formarea minereurilor metalifere, atît în ce priveşte varietatea cît şi cantitatea unora. Înainte de a trece la analiza acestora, ne oprim asupra interpretării genezei unor mari concentraţii de minereuri feroase, cantonate pe suprafaţa vechilor platforme, despre care se afirmă că ar avea o origine din depuneri de meteoriţi cu conţinut ridicat de magnetit, în primele ere ale planetei cu o crustă consolidată *(M.I. Kalganov*, 1972).

Ne vom referi în primul rînd la metalogeneza legată de zonele de divergenţă (rifturi) ale plăcilor litosferice, în legătură cu care au fost identificate mineralizaţii de sulfuri metalice. Interesante, din acest punct de vedere, sînt mineralizaţiile sulfuroase din zona rifturilor Mării Roşii şi a Golfului Californiei. În aceste cazuri, pe lîngă un aport juvenil, endogen, legat de lavele în ascensiune, au un rol şi soluţiile mai concentrate de pe fundul mării, cu un conţinut ridicat în sulfuri de plumb, zinc şi cupru.

În cadrul platformelor activizate apar zone sau regiuni de dislocaţii, cu forme de grabene, limitate de crevase adînci în care au pătruns lave bazice şi ultrabazice. Platformele tuturor continentelor sînt străbătute de fracturi adînci, care, adesea, se intersectează într-un sistem ortogonal formînd reţeaua de *liniamente* cu conţinut de roci şi minereuri endogene. În lungul fracturilor, şi mai ales la intersecţia lor, apar îngrămădiri mai mari de magme, de care se leagă minereuri de Fe, Ni, Cu, Au, însoţite de stibină, fluorină şi baritină.

În descrierea asociaţiei genetice dintre diferitele roci şi minereuri cele mai frecvente exemple le oferă metalogeneza

Scanned with OKEN Scanner

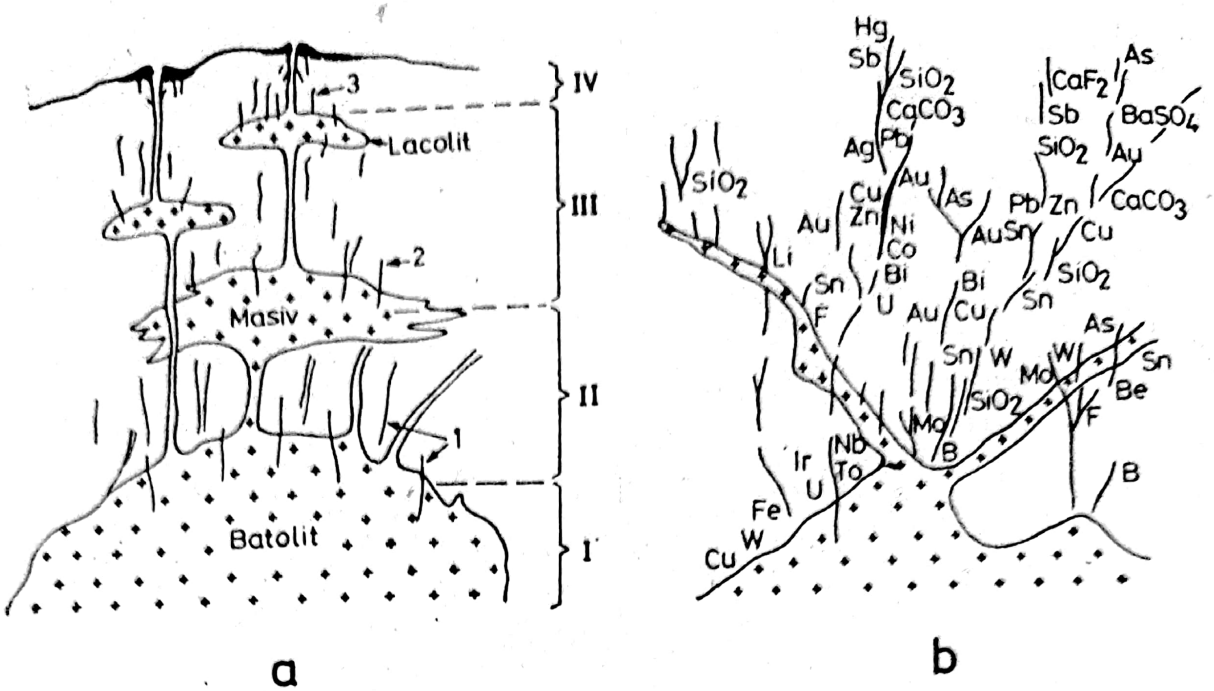


Fig. 65. Distribuţia mineralizaţiei de-a lungul sistemului magmatic: a — *sistemul magmatic şi nivelele corpurilor magmatice;* b — *distribuţia mineralizaţiei, îndeosebi a celei hidrotermale legate de intruziuni subvulcanice (nivele* II—IV, *după A.G Betehtin, cu unele modificări).*

din zonele orogenice, din care dăm exemplele cele mai frecvente şi mai concludente. Intruziunile de roci bazice şi ultrabazice formează zăcăminte de fier, nichel, crom, titan, cupru, platină, osmiu, iridiu, unele sub formă de sulfuri. Intruziunile de roci granitice şi granitoide dau concentraţii de magnetit şi de apatit. Masivele şi stocurile, de regulă, conţin minereuri de titan, fier şi cupru (fig. 65).

Un conţinut foarte variat au pegmatitele. Mineralele lor constitutive principale sînt: feldspat, mică albă, mică neagră şi cuarţ. Pegmatitele mai conţin: staniu, wolfram, molibden, bismut, titan, bor, fluor, litiu, beriliu, tantal, niobiu, ceriu, thoriu, ytriu, zirconiu, în compuşi de constituţie chimică variată: silicaţi, oxizi, sulfuri. Conţinutul în metale rare este variabil, rareori abundent în cazul unora dintre elemente, mult subordonat în ce priveşte restul elementelor. Pegmatitele se exploatează şi numai pentru mineralele lor constitutive majore: feldspat, pentru ceramică; mică, pentru izolatori electrici.

Faza pneumatolitică (a reziduurilor magmatice) depune minerale în intervalul de temperatură de la 550° (500°) la circa 400°C. De regulă, astfel de minerale se concentrează

fie la limita magmelor cu alte formaţiuni geologice, fie în porii rocilor. Cînd în apropierea reziduurilor magmatice se află roci carbonatate, au loc aşa numitele fenomene de *metasomatoză*, adică de înlocuire, moleculă la moleculă, a unor componenţi vechi ai rocii cu componenţi de neoformaţie, rezultaţi din reacţia dintre roca veche şi reziduul magmatic, de exemplu de înlocuire a carbonatului de calciu cu silicat de calciu.

Mineralele depuse în această fază conţin wolfram, molibden, bismut, aur, fier, zinc, cupru, staniu, cobalt, plumb, argint, iar ca elemente rare conţin litiu, rubidiu, cesiu, niobiu, tantal, bor, fluor, scandiu, staniu, titan, germaniu, ytriu, hafniu, radiu, uraniu, telur.

Mineralele depuse în faza *hidrotermală*, deci din soluţii în care apa se găseşte sub punctul ei critic, se leagă de intervalul de temperatură în care se face precipitarea. Între 400 şi 300°C, în *subfaza hipotermală*, se depun oxizi şi sulfuri de wolfram, staniu, cupru, arsen, fier, molibden, zinc, aur. În *subfaza mezotermală*, cu intervalul de temperatură de 300°C la 200°C, se depun mai puţin oxizi şi silicaţi şi mai multe sulfuri şi sulfosăruri. Mineralele mai frecvent întîlnite sînt sulfuri de cupru, fier, zinc, plumb. Dintre elementele subordonate cantitativ, sînt: wolfram, staniu, cobalt, nichel, bismut. În această fază apar şi telururi de aur şi argint, fluorină, stibină, arseniuri.

În *subfaza epitermală*, în intervalul de temperatură dintre 200° şi 100°C, se depun minereuri de aur, argint, arsen, sulfuri secundare. Ultima subfază hidrotermală, cea *teletermală*, se produce în partea poroasă şi în crăpăturile aparatului vulcanic, în care se găsesc minereuri de aur, argint, mercur, sulf. Adesea, în porozitatea aparatului vulcanic apar şi minereuri de temperatură mai ridicată, a căror ascensiune a fost înlesnită prin formarea unor fracturi noi, care au făcut legătură directă cu surse de mineralizaţie de la nivele inferioare.

Minereuri cu un aspect mai aparte sînt cele de origine exhalativ-sedimentară, care se formează sub apă şi rezultă din erupţii vulcanice submarine în amestec cu material terigen adus de valuri, din ţărm şi de apele curgătoare de pe continent. De regulă, se formează minereuri de fier şi de mangan.

Scanned with OKEN Scanner

Mineralele şi rocile îşi păstrează caracteristicile chimice şi structurale numai dacă rămîn în condiţiile în care s-au format. Ajunge ca un singur factor dintre cei care au condiţionat formarea mineralelor şi a rocilor să prezinte variaţii sau să apară un singur factor nou, pentru ca edificiul cristalochimic al mineralelor să se schimbe şi să apară noi caracteristici în modul lor de asociere.

Schimbările pe care le suferă mineralele şi rocile sub influenţa unor noi condiţii poartă denumirea de *metamorfism*. Metamorfismul poate fi *dinamic* şi *dinamotermic*, un *metamorfism regional*, prezent în partea inferioară a scorţei şi în ariile geosinclinale de orogen; *metamorfism de contact*, în vecinătatea nemijlocită a corpurilor magmatice şi *metamorfism diagenetic* şi *epigenetic*, la suprafaţa terestră, sub influenţa factorilor externi *(L. Mrazec*, 1938).

Metamorfismul regional a preocupat de timpuriu pe diferiţi cercetători ai scoarţei terestre. Factorii care intervin în acest metamorfism sînt presiunea, temperatura şi unii componenţi mobili, îndeosebi apa. Mecanismul transformărilor metamorfice a fost interpretat de *F. Becke* (1903), *Grubenmann* (1904), *Grubenmann* şi *Niggli* (1924). Aceşti autori au împărţit aria geosinclinală de metamorfism în trei zone suprapuse, de sus în jos, în ordinea: *epizonă*, *mezozonă* şi *catazonă*.

P. Escola a apreciat intensitatea metamorfismului după faciesurile[1] de metamorfism în seria, de la cele mai puţin la cele mai intens metamorfozate: şisturi verzi, albit-epidot-amfibolit, amfibolic, sanidinic, glaucofanic, granulitic şi eclogitic.

Reluînd interpretarea metamorfismului regional în lumina tectonicii plăcilor, o serie de cercetători *(Akiho Miyashiro, Ewing, Matauda, Takeuchi* şi *Uyeda, Blake* şi *Jones, J. Aubouin, Coleman, Hamilton Warren, J.C. Maxwell* etc) au adus, în ultimii ani, noi contribuţii pentru cunoaşterea acestor fenomene de largă întindere în litosferă. În această

[1] facies = aspectul formaţiunilor şi corpurilor geologice — totalitatea caracterelor care se referă la structura, textura, forma, întinderea, aşezarea şi conţinutul formaţiunilor.

Scanned with OKEN Scanner

concepție, au fost diferențiate următoarele structuri afectate de metamorfism:

— metamorfism în lungul liniilor divergente ale plăcilor;
— metamorfism în lungul faliilor transformante;
— metamorfismul fundului oceanic;
— metamorfism în zone de convergență a plăcilor.

Metamorfismul în lungul liniilor divergente (dorsale cu rifturi) a fost pus în evidență prin dragarea de roci din crestele dorsale ale Oceanului Atlantic și Oceanului Indian. S-a constatat prezența unor intruziuni de serpentinite, derivate din bazalte. Rocile sînt total sau aproape total lipsite de șistuozitate. La suprafața dorsalelor fără rift (Pacific) nu apar procese de metamorfism. Tot în astfel de structuri, mineralele prezintă o creștere a conținutului de apă, apare o demagnetizare a bazaltelor și o variație a fluxului termic deasupra dorsalei.

În lungul faliilor transformante apare o umplutură din roci zdrobite, cu slabe alterări (San Andreas, Noua Zelandă).

În zona de alimentare și de creștere a fundului oceanic fluxul termic este mai ridicat, datorită aportului de magmă mai caldă adusă de curenții de convecție. Se interpretează că unele particularități ale metamorfismului pot să fie pricinuite de urcarea unor intruziuni cu conținut metamorfozat deja. Crusta oceanică metamorfozată este posibil să fie deplasată lateral, astfel ca, în cele din urmă, o parte importantă a crustei oceanice să fie metamorfozată.

Metamorfismul în zonele convergente este determinat de procesele orogenice, care sînt consecință a subducției (fig. 66). În condițiile de presiune și de temperatură, legate de aceste fenomene, se produce un metamorfism separat în două lanțuri metamorfice:

— un lanț metamorfic cu roci de înaltă presiune (glaucofan și jadeit), supuse unui gradient de 10°C/km, al magmelor bazice și ultrabazice, corespunzător zonei abisale de eugeosinclinal;

— un lanț metamorfic de joasă presiune (andaluzit), cu plutonism granitic sau andezitic, corespunzător fosei miogeosinclinale (cea din spre continent), în condițiile unui gradient geotermic de 25°C/km.

Între aceste două lanțuri metamorfice, apare și un metamorfism de presiune medie, sub influența unor magme cu caracter intermediar, în condițiile unui gradient geotermic de 20°/km.

Scanned with OKEN Scanner

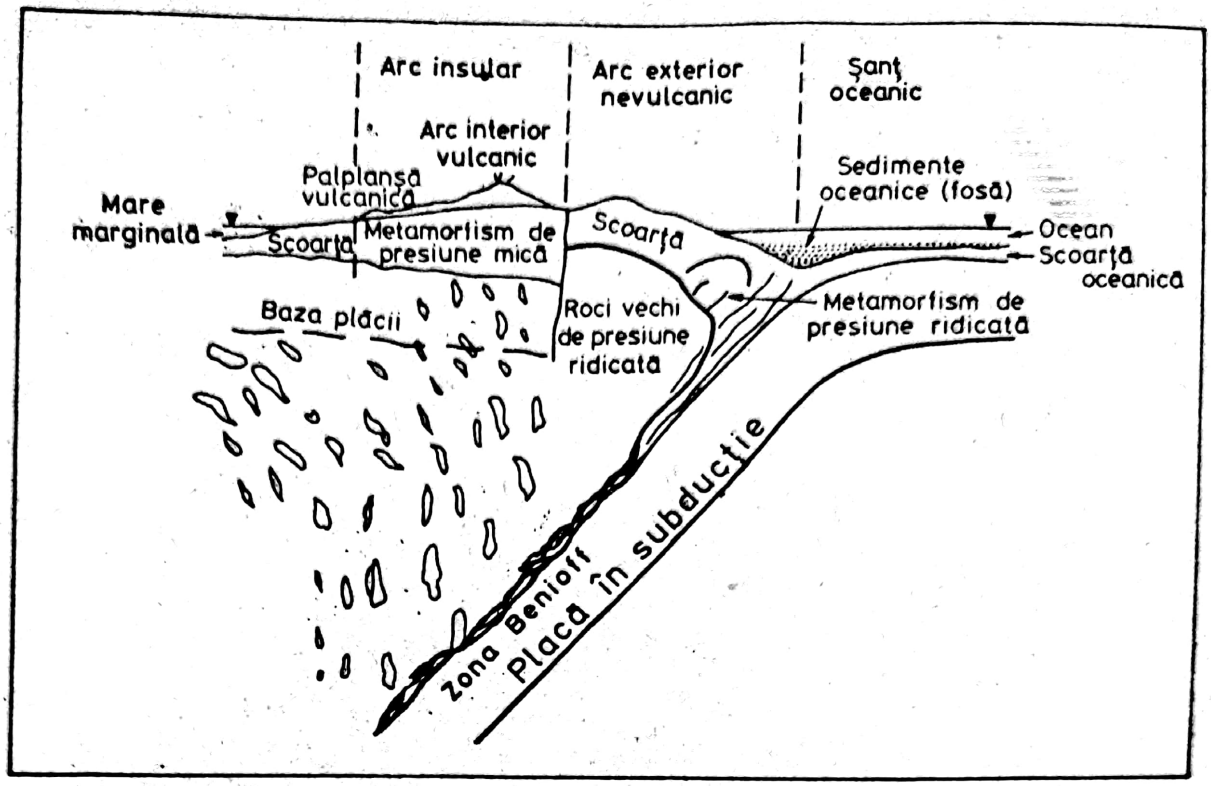


Fig. 66. Dispunerea paralelă a lanţurilor metamorfice într-o zonă de contracţie (subducţie), în faţa unui arc insular cazul Japoniei de NE, (după A.E. Ringwood, 1969).

În fig. 67 este redată diagrama curbelor geotermice pentru metamorfismul regional.

Zona dintre lanţurile metamorfice poate avea lăţimea de 100—250 km. Este nevulcanică şi a fost numită *şaua zonei*

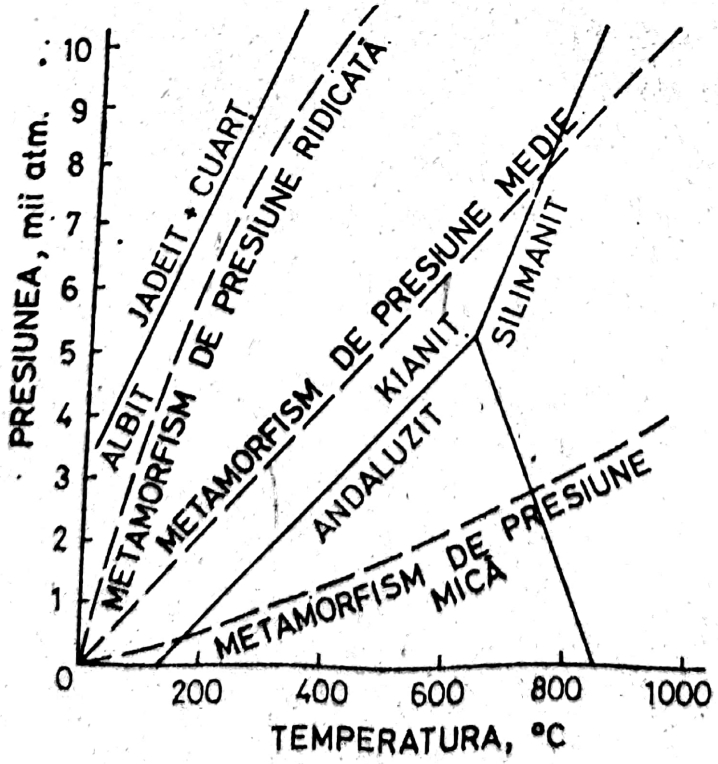


Fig. 67. Curbele geotermice pentru metamorfism de presiune mică, medie şi ridicată în raport cu legăturile stabilite ale Al_2SiO3 (Richardson, Gilbert şi Bell, 1969) şi Jadeit plus cuarţ (Birch şi Le Comte, 1960; Newton şi Kennedy, 1968).

Scanned with OKEN Scanner

abisale (W.R. Dickinson 1971), Astfel de şei sînt reprezentate prin munţii ridicaţi, eventual prin sinclinale submerse supuse unei active sedimentaţii.

Formaţiuni metamorfice în ţara noastră se găsesc în mai multe regiuni: Carpaţii Meridionali, Carpaţii Apuseni; Carpaţii Orientali (zona axială), Dobrogea. Acestea sînt regiuni în care rocile metamorfice apar la zi. Prin foraje, efectuate în zonele depresionare, la baza unor stive groase de sedimente, a fost pusă în evidenţă prezenţa rocilor metamorfice şi în fundamentul platformelor.

Metamorfismul regional afectează toate categoriile de roci formate anterior manifestării lui. Determinarea caracterelor pe care le-au avut rocile înainte de metamorfism este o preocupare actuală de mare interes, deoarece cunoaşterea originii acestora poate îndruma cercetarea geologică la descoperirea de noi resurse de substanţe utile. Adesea, prin metamorfism, s-au putut izola chiar unele concentraţii de minereuri din elemente care anterior au avut o prezenţă sporadică în roca ce s-a metamorfozat.

Metamorfismul de contact se produce în zona de contact a intruziunilor magmatice cu rocile pe care acestea le-au străbătut şi îndeosebi cu rocile în care s-au oprit şi consolidat. În urcarea lor prin roci diferite pot topi o parte din rocile străbătute sau să le aducă la starea de vîscozitate în care unele substanţe volatile ale magmei pot străbate cu mai mare uşurinţă, fie de-a lungul unor planuri de stratificaţie, fie în porozitatea (porii şi fisuraţia fină) a rocilor gazdă.

În unele cazuri, rocile gazdă suferă numai un metamorfism termic, primind o înfăţişare nouă, un luciu de masă cornoasă (roci corneene) sau o recristalizare, ca în cazul calcarelor care se transformă în marmură. Roca gazdă nu a suferit schimbări chimice. În alte cazuri, cînd magma s-a oprit în roci carbonatice şi s-a răcit pînă la faza pneumatolitică, materialul volatil al magmei, a dizolvat sau înlocuit o parte din roca gazdă în care a depus silicaţi şi minereuri metalifere. Acesta este un metamorfism cu reacţii chimice prin care se formează acumulările de minereuri ale zăcămintelor de contact. Metamorfismul afectează părţi variabile din roca gazdă, pe o adîncime care constituie *aureola de contact* (fig. 68). În aceasta se deosebeşte o parte sterilă *skarn*, alcătuită din silicaţi, subordonat oxizi şi din minereu,

Scanned with OKEN Scanner

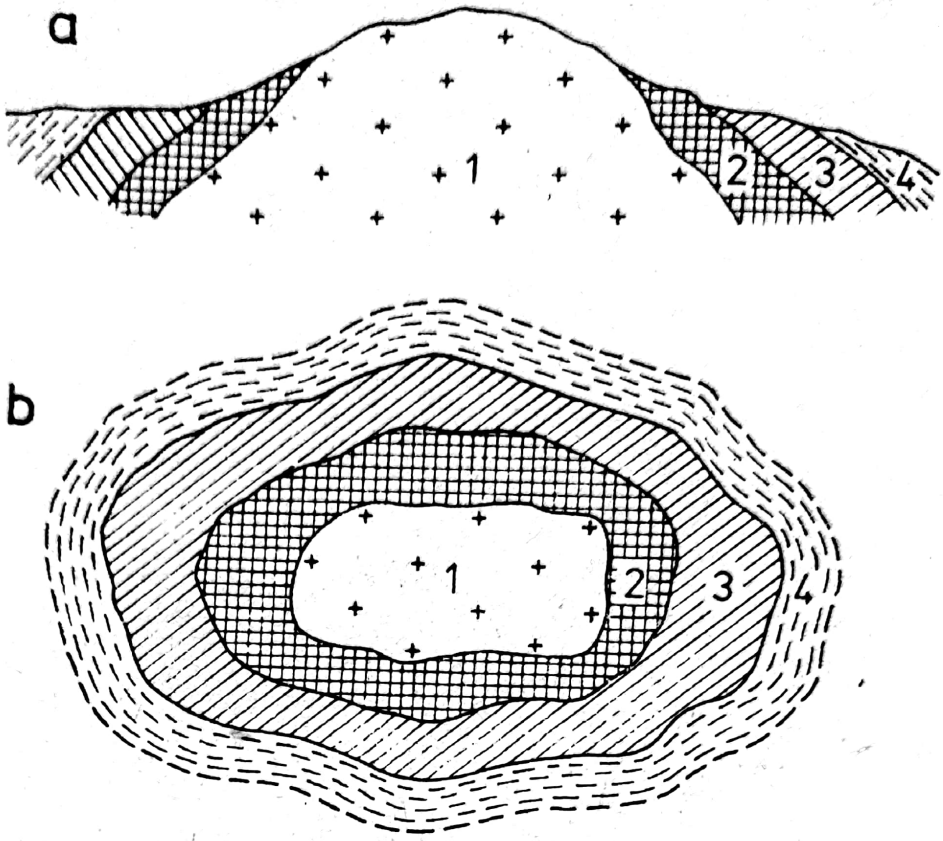


Fig. 68. Aureola de contact:
a — *în secțiune;* b — *în plan;* 1 — *intruziune;* 2 — *corneene;* 3 — *zonă ușor influențată termic;* 4 — *rocă sedimentară nemetamorfozată.*

reprezentat prin oxizi și sulfuri metalice (Fe, Cu, Mo, Bi, elemente rare), (fig. 69) Metamorfism de contact în țara noastră se întîlnește la Băița-Bihor, Ocna de Fier-Dognecea etc.

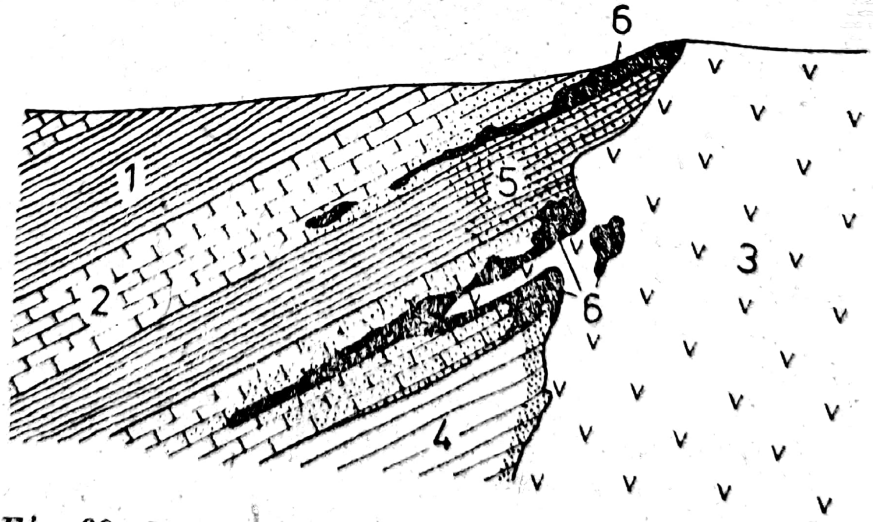


Fig. 69. Schiță sintetică a unui zăcămînt de contact pneumatolitic (după W. Lindgren): 1 — *șisturi argiloase;* 2 — *calcare;* 3 — *granit;* 4 — *zonă de contact (punctat);* 5 — *corneene în șisturi și cuarțite; scarne, în calcare;* 6 — *minereuri.*

Scanned with OKEN Scanner

Generalităţi. Înregistrări în timpul istoriei. Între cataclismele naturale cu influenţa cea mai nefastă asupra vieţilor omeneşti şi a bunurilor create de om sînt şi cutremurele de pămînt. Alte cataclisme naturale mai dau omului un răgaz de adaptare, deoarece prezenţa şi desfăşurarea lor are loc într-un timp mai îndelungat. Cutremurele, însă, se produc într-un timp foarte scurt şi ele caracterizează *mişcările brusce* ale scoarţei terestre, spre deosebire de mişcări epirogenice şi orogenice şi care se desfăşoară în perioade geomilenare (zeci de milioane de ani).

Omul, ca şi celelalte fiinţe mai superior organizate care trăiesc pe suprafaţa terestră (îndeosebi mamiferele), au o anumită siguranţă cînd stau cu „picioarele pe pămînt". Cînd şi această siguranţă este zdruncinată, ca în cazul cutremurelor, vieţuitoarele superioare, şi mai ales omul, intră în cea mai înfricoşătoare teamă mai ales dacă astfel de fenomene îl surprind în locuinţă, într-un local public sau într-o hală industrială.

Se apreciază că au pierit aproximativ 43 milioane de oameni din cauza cutremurelor. Înregistrarea acestor pierderi s-a făcut mai ales într-o anumită parte a istoriei omenirii. Distrugerile de vieţi omeneşti şi de bunuri materiale s-au înregistrat din timpuri cînd omul a început să construiască locuinţe şi alte edificii în aşezări urbane. Înainte de această perioadă victimele cutremurelor s-au putut produce prin fenomene secundare, ca: alunecări de teren, prăbuşiri de versanţi şi valuri marine înaintate pe uscat, toate cu efect nimicitor asupra omului care trăia în construcţii şi condiţii precare.

Documente de istorie veche amintesc de un cutremur în insula Santorin (Thira) din sudul arhipelagului Ciclade, din Marea Egee, care în anul 1450 î.e.n. a suferit de pe urma unui puternic cutremur legat de o erupţie vulcanică. În timpul acestui cutremur, s-au prăbuşit cîteva palate din insula Creta. Tot documente vechi atestă că, aproximativ în anul 400 î.e.n., din cauza unui cutremur (posibil legat tot de o erupţie vulcanică) au fost surpate şapte mari temple în Sicilia. Istoricul latin *Cornelius C. Tacitus* (60—117 aminteşte efectele unui cutremur distrugător, care a avut loc la anul 15 e.n., în Asia Mică. Au fost nimicite 12 oraşe vestite în acel timp: Sades, Magnezia, Efes ş.a. Erupţia din anul 79 a vulcanului Vezuviu a produs un cutremur în provincia din sudul Italiei.

Scanned with OKEN Scanner

În evul mediu s-au înregistrat mai puține asemenea fenomene, după cum reiese din documentele vremii. *Miron Costin*, pe baza unor documente anterioare, menționează un cutremur (primul datat precis în România) care a avut loc în Munții Vrancei, în anul 1471. După efectele produse a avut intensitatea 7 la Suceava și 8,6 în Vrancea, pe scara Richter. În Siria, la anul 1526, un cutremur a provocat 200 000 victime omenești. În 1556, în regiunea Shensi, în China, un cutremur catastrofal a nimicit 830 000 vieți omenești.

Cutremurul din 2 ianuarie 1693, manifestat pe coasta de est a Siciliei, între Catania și Siracuza, a distrus 60 000 de oameni. În secolul al XVIII-lea sînt de reținut următoarele cutremure distrugătoare: în regiunea Tokyo, în anul 1703, 200 000 victime; în Peru, în anul 1724, 18 000 victime; în Japonia, în regiunea Yeso, în anul 1730, 137 000 victime; în India de est, în regiunea Calcutta în anul 1737, 300 000 victime, prin umflarea apelor fluviului Gange cu creșterea nivelului pînă la 11 m; la Lisabona, în anul 1755, la 1 noiembrie (cînd, la a doua zguduitură, un val de apă înalt de 17 m a inundat orașul și în retragere a luat în apele oceanului 32 000 oameni (40 000, după *François-Marie Voltaire*, 1756, în: *Poème sur le desastre de Lisabonne;* în Calabria, în anul 1791, 30 000 victime.

Un alt cutremur înregistrat în Vrancea este menționat la anul 1791. În același an, un cutremur în provinciile Mino și Owari (Japonia) a produs moartea a 130 000 oameni.

În secolul al XIX s-au înregistrat cîteva cutremure distrugătoare: un puternic cutremur în Vrancea, în 1802; în regiunea vulcanului Krakatau, în 1883, în urma unei erupții vulcanice excepțional de violentă; în estul Kazahstanului, la 1887, cînd a fost complet distrus orașul Alma Ata (Vernîi). Munți întregi s-au prăbușit, închizînd cursul văilor și rîurilor, iar de pe versanți s-au desprins valuri de noroi înalte de 6 m care au ras tot ce au întîlnit în cale. Regiunea a fost zguduită de mișcări mai slabe încă trei ani.

Date statistice mai ample atestă că în primul sfert al secolului al XX-lea au pierit 500 000 de oameni din cauza cutremurelor; în următorii ani cîte 14 000 anual. O statistică, privind perioada 1897—1914, relevă că în acest interval au fost deosebit de multe seisme, dintre care 71 au depășit gradul 8 (scara Richter). Menționăm cutremurul din 18. IV.

Scanned with OKEN Scanner

1906, în regiunea San Francisco (SUA), în urma căruia a apărut și o falie lungă de 600 km. În 24 decembrie 1908, pe coasta de est a Siciliei, între Messina și Calabria, s-a produs unul dintre cele mai catastrofale cutremure, în care și-au găsit moartea 120 000 oameni; după alte date 300 000. Maxim Gorki, martor ocular, descrie, în felul următor, taboul acestor dezlănțuiri de forțe uriașe:

„Pământul vuia surd, suspina, se cocoșa sub picioare și se agita, formînd crăpături uriașe, de parcă s-ar fi trezit și mișcat un vierme uriaș; orb, viermele acesta se tîra în întunecime, mușchii lui se contractau și rupeau scoarța pământului aruncînd peste oameni și animale clădirile de pe ea. Tresărind și clătinîndu-se, casele se aplecau; pe pereții lor albi, crăpăturile șerpuiau ca niște fulgere și pereții se năruiau, zăgăzuind ulițele strîmte și pe oamenii din mijlocul lor, măcinînd oasele femeilor și ale copiilor, tescuind creieri și intestine sub greutatea lor, sfîșiind în chip hidos frumosul corp omenesc. Zgomotul subteran, bubuitul pietrelor, trosnetul copacilor, acopereau strigătul de ajutor, țipetele de disperare, gemetele răniților... Oamenii și pietrele se amestecau în grămezi și, tot mai des, tot mai puternic, tremurau bisericile; o coasă invizibilă le secera din temelie, nimic nu se putea împotrivi avîntului ei uriaș... Pământul se agita ca marea, aruncînd de pe pieptul său palate, cocioabe, biserici, cazărmi, închisori, școli, nimicind cu fiecare mișcare sute și mii de femei, de copii, de bogați și de săraci, de analfabeți și învățați, de credincioși și de atei"...

Cutremurul din 1911 în podișul Pamir a produs surparea unui munte peste satul Sarez pe care l-a acoperit cu un depozit de 7 miliarde metri cubi de stînci și pămînt cu care a barat valea rîului Bartang, formînd un lac care în cîțiva ani, a ajuns la o lungime de 80 km și o adîncime de 500 m. Regiunea Tsiu-Ning din Japonia a fost afectată grav de un cutremur, în 1920, de pe urma căruia au pierit 200 000 de oameni. După numai trei ani, regiunea Tokyo-Yokohama a fost zguduită de un puternic cutremur, în timpul căruia au pierit 200 000 de oameni, au fost distruse 576 000 locuințe, construcții industriale și portuare, au fost nimicite și avariate 8 000 de vase.

Mai menționăm cutremurul din India (1934) care a făcut 100 000 victime omenești și pe cel din Iran (1958), care a făcut 11 000 victime. Un alt cutremur puternic s-a manifestat în 1948, în R.S.S. Turkmenă. Cutremurul din Peru, din 1970,

Scanned with OKEN Scanner

a pricinuit moartea a 66 000 de oameni; cel din Nicaragua, în 1970, 12 000 de morţi; cel din Guatemala, în 1975, 23 000 victime; cel din Noua Guinee (1976), 6 000 de morţi. Numeroase cutremure au fost înregistrate în ultimele decenii în America Centrală şi pe coasta de vest a Americilor (de nord şi de sud), în Indonezia, în partea de sud a Italiei, în Grecia, Turcia etc., în afara celor două puternice cutremure, din anii 1940 şi 1977, cu focarul în munţii Vrancei.

Studiul cutremurelor. Cutremurele de pământ sau *seismele* sînt zguduiri brusce, neaşteptate, de durată scurtă şi de intensitate variabilă, care se produc în mod natural în scoarţa terestră. Cu studiul cutremurelor se ocupă *seismologia*, o disciplină geologică-geofizică, apărută în urmă cu aproximativ 100 de ani, dar cu un spor mai apreciabil de informaţii realizat în ultimele două decenii.

Pe baza datelor de care dispune, seismologia pune la dispoziţia omenirii un vast material informativ, privind: felul de manifestare a cutremurelor; propagarea undelor seismice şi înregistrarea lor; frecvenţa cutremurelor; energia declanşată şi efectele cutremurelor; ariile bîntuite de cutremure, detaliate pe hărţile seismice; cauzele care le generează; structura şi compoziţia probabilă a formaţiunilor din scoarţă şi a zonelor mai adînci din interiorul globului pămîntesc; raionarea seismică teritorială şi indicarea liniilor directoare corespunzătoare privind amplasarea oraşelor, a construcţiilor de durată (porturi, baraje hidroenergetice, tunele, metrouri ş.a.) şi a complexelor industriale; necesarul de cunoştinţe profesionale pentru constructor, privind buna cunoaştere a terenului pe care se construieşte şi a materialelor de construit, din partea constructorului; şi execuţia tehnică a construcţiilor în regiuni seismice.

Se deosebesc două feluri de cutremure, după felul cum acestea se manifestă ca intensitate: *microseisme*, care nu sînt înregistrate de către om prin simţuri. Acestea sînt foarte numeroase şi se înregistrează numai cu ajutorul unor aparate speciale, numite *seismografe*. Cutremurele simţite de om se numesc *macroseisme*, iar *scara intensităţii* lor este dată de efectele pe care cutremurul le produce asupra diferitelor construcţii. Diferenţierea intensităţii seismice după astfel de efecte, de la un grad la altul, este relativă, neputîndu-se separa precis şi încadra eficient anumite efecte în scara intensităţii. O aparatură, în acest scop, încă lipseşte.

Scanned with OKEN Scanner

Cea dintîi scară seismometrică a fost elaborată de *Rossi* și *Forel* în 1883 și are 10 grade de intensitate. *F. Mercalli* și *Sieberg* au amplificat această scară la 12 grade. *Amori*, în 1891, a elaborat o altă scară, care ține seamă de accelerațiile orizontale, în mm/sec². În 1949, *B. Gutenberg* și *C.F. Richter* au fondat o scară, ținînd seama de magnitudine. În tabelul 3 sînt date, comparativ, scările de intensitate seismică.

Tabelul 3

TABELUL COMPARATIV AL DIFERITELOR SCĂRI SEISMICE

Gradul	Scara după Rossi și Forel, după F. Mercalli și Sieberg	Scara după Amori: accel. în mm/s²	Scara după Gutenberg și Richter
1	Cutremure înregistrate numai de aparate (microseisme)	I 2,5 mm/s²	asem. vibrațiilor rutiere
2	Cutremure foarte slabe, simțite numai de oameni foarte sensibili, în stare de repaus	II 2,5—5	2
3	Cutremure slabe, simțite de cei mai mulți oameni în repaus	III 6—10	3
4	Cutremure moderate, simțite de oameni în mișcare și în timpul lucrului. Vibrează geamurile	IV 11—25	3,5
5	Cutremure puțin tari, simțite de toată lumea. Lămpile, pendulele, oscilează. Se trezesc din somn persoanele mai sensibile	V 26—50	4
6	Cutremure tari. Oamenii se trezesc din somn. Pendulele se opresc; clopotele sună; copacii foșnesc; se produce spaimă	VI 51—100	4,5
7	Cutremure foarte tari; clopotele sună; se răstoarnă obiecte; se produce groază și oamenii părăsesc locuințele	VII 101—250	5

Scanned with OKEN Scanner

(continuare din tabelul 3)

Gradul	Scara după Rossi şi Forel; după F. Mercalli şi Sieberg	Scara după Amori; accel. în mm/s²	Scara după Gutemberg şi Richter
8	Cutremure distrugătoare. Coşurile de la clădiri se prăbuşesc; pereţii crapă; construcţiile slabe suferă avarii; copacii se îndoaie. Se produce panică generală.	VIII 251—500	6
9	Cutremur pustiitor. Se dărîmă clădirile mai slabe şi părţi mai puţin rezistente în alte construcţii.	IX 501—1000	6,3 Cutremure majore
10	Cutremur nimicitor. Cea mai mare parte din clădiri sînt distruse din temelii sau primesc avarii însemnate. Se produc crăpături şi falii în scoarţa terestră. Apa din lacuri şi rîuri este aruncată peste mal	X 1001—2500	7,6 crăpături, falii, alunecări de teren
11	Cutremur catastrofal. Clădirile sînt distruse: se rup diguri; se produc crăpături prin care apar noi izvoare; se produc devieri ale unor ape cugătoare; se produc alunecări de teren şi avarii în construcţia căilor de transport (cale ferată, poduri ş.a.)	XI 2501—5000	8,0
12	Mare catastrofă seismică. Nu mai rezistă nici o lucrare făcută de om; se dărîmă stînci; se produc devieri ale apelor curgătoare	XII 5000	8,6 maximum cunoscute

Scanned with OKEN Scanner

Cutremurele se asociază şi cu fenomene de altă natură: luminoasă, zgomote subterane şi procese tectonice. Fenomenele luminoase sînt efluvii electromagnetice, de intensitate slabă, care apar la linia orizontului. Pot fi legate de o variaţie a stării de ionizare a aerului, determinată fie de emanaţia de radon în atmosferă, fie de curenţii electromagnetici între cei doi poli, eventual de o variaţie a stării electromagnetice între scoarţă şi atmosferă.

Zgomotele se datoresc frecării, zdrobirii şi fisuraţiei rocilor din scoarţă, urmată de reaşezări ale diferitelor blocuri. Astfel de zgomote pot fi asemănate cu tunetele (Vrancea, 1912).

Procesele tectonice se manifestă prin: falieri, decroşări, scufundări, eventual ridicări de teren.

Focarele seismice. La anumite nivele ale scoarţei, se produc deranjamente, ca surpări ale unor tavane de peşteri, erupţii explozive ale unor vulcani etc., deci în anumite spaţii ale scoarţei se produc *centre de vibraţii* din care e propagă *undele seismice*. Un astfel de centru sau focar se numeşte *hipocentru*. Punctul cel mai apropiat de hipocentru, pe suprafaţa terestră, este *epicentrul*, în jurul căruia se extinde *zona epicentrală*, o suprafaţă terestră pe care se face proiecţia focarului. Punctul opus epicentrului, care trece prin hipocentru şi prin centrul Pămîntului se numeşte *anticentru* (antipod) (fig. 70). Din hipocentru se propagă undele seismice, al căror front de undă ar trebui să fie o sferă, dacă ar străbate prin formaţiuni geologice omogene. După direcţia de vibraţie a particulelor materiale, plecate din hipocentru se propagă: *unde longitudinale* (simbolul *P*), *Primae* sau primare şi *unde transversale* (simbolul *S*), *Secundae* sau secundare. Undele longitudinale imprimă vibraţii ale moleculelor, sub formă de compresiune şi de dilatare, în sensul direcţiei de propagare (fig. 71 a). se propagă cu o viteză de 4—7,3 km/s. Nu se propagă în medii fluide.

Din interferenţa undelor longitudinale şi transversale, ajunse în epicentru, se formează *undele superficiale*, unde lungi (longae), cu simbolul *L*, fig. 71 *c*. Au viteza constantă de 3,4 km/s şi se propagă în pătura superficială a scoarţei. La adîncimea de 3 m nu mai rămîne din intensitatea lor decît 0,3%. Tot din epicentru se propagă, uneori, unde superficiale vizibile, numite şi *unde grele*. Particulele materiale ale solului, în undele grele, sînt angajate în deplasări de forma valurilor unui lac (San Francisco, Cîmpia Română etc).

Scanned with OKEN Scanner

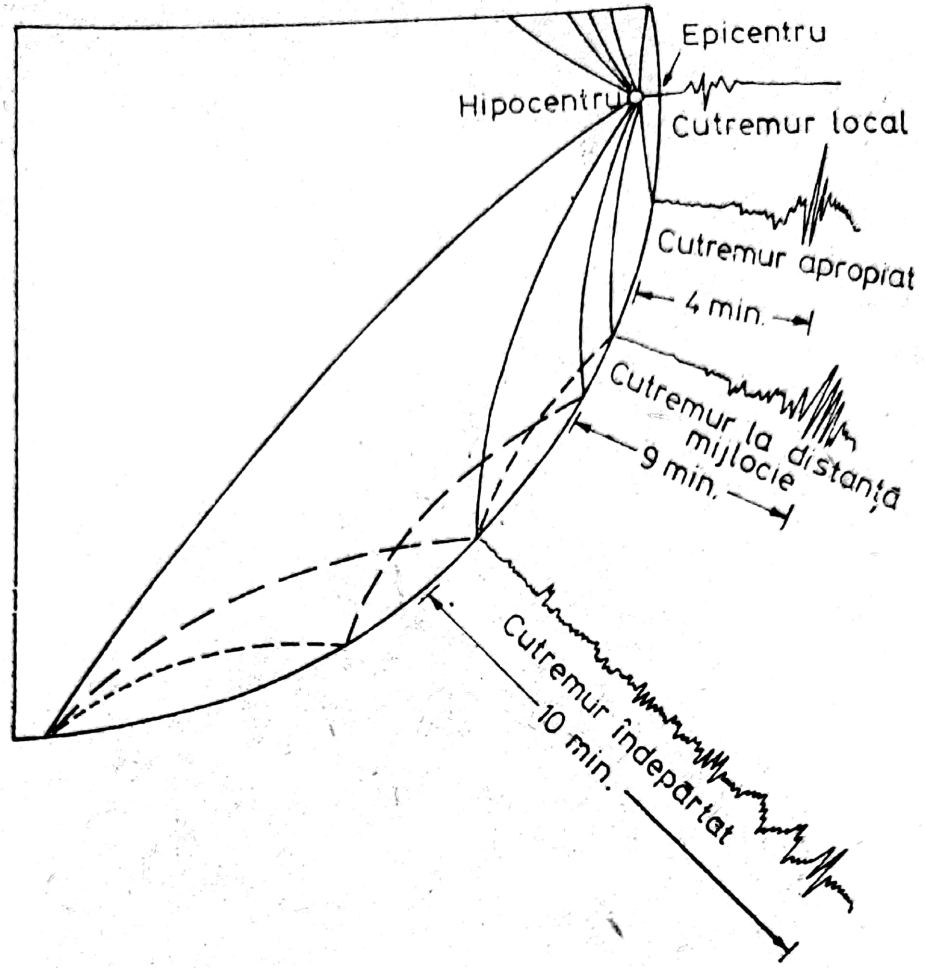


Fig. 70. Poziția hipocentrului și epicentrului. Traiectoriile undelor seismice în scoarță și în manta. Înregistrarea undelor seismice la diferite depărtări (după Siebeg).

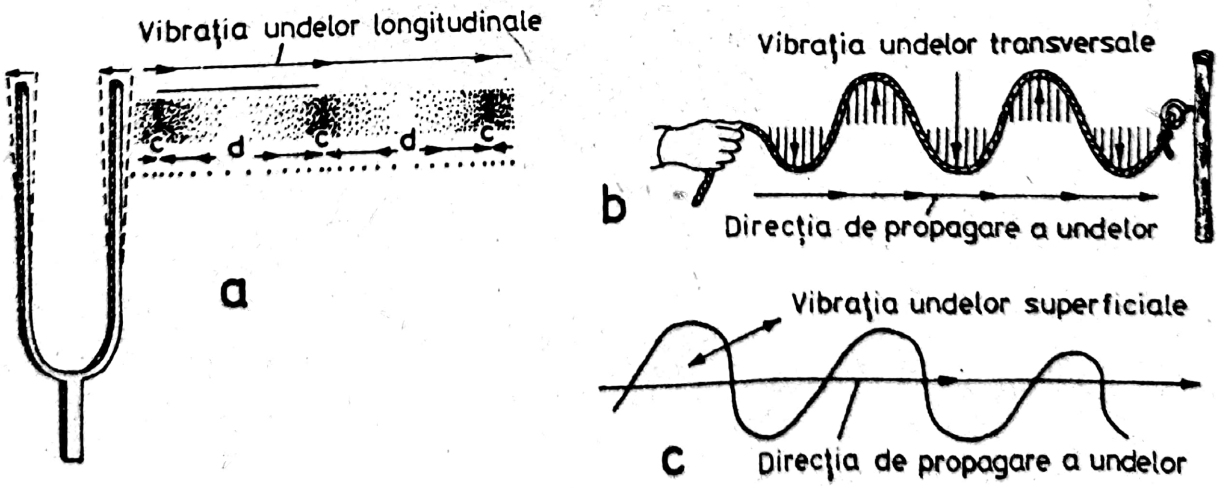


Fig. 71. Propagarea undelor seismice: a — unde longitudinale; b — unde transversale; c — unde superficiale (după Ch. R. Longwell și R.F. Flint).

Scanned with OKEN Scanner

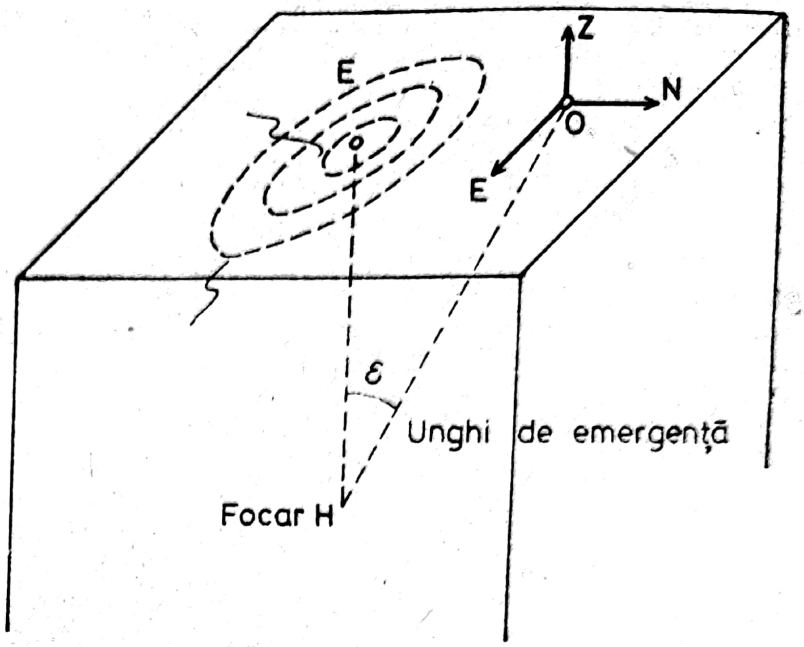


Fig. 72. Elementele unui cutremur de pămînt și componentele undelor seismice la observatorul seismic O (după Șt. Airinei, 1977).

Undele seismice ajung la o stație seismografică (și în orice punct de la suprafață) sub forma unei raze de propagare, care face un unghi cu dreapta epicentru-hipocentru numit *unghi de emergență* (fig. 72). La observatorul seismic raza de propagare dă un prim impuls care se descompune în trei direcții: componenta verticală (Z), componenta orizontală spre nord (N) și componenta orizontală spre est (E). Înregistrările undelor seismice se fac automat, cu ajutorul seismografelor.

Seismograful. Încercări pentru a obține informații asupra cutremurelor se cunosc din vechime, cînd a fost construit *seismoscopul*. Cu ajutorul acestuia se constata seismul și direcția de propagare.

Astăzi se folosesc *seismografe* (primul construit de englezul *John Milne*, 1880), penduli seismici care funcționează pe principiul inerției. În principiu, un pendul seismic este alcătuit dintr-o masă grea, de plumb, suspendată cu ajutorul unor resorturi sau lamele fine de oțel de un cadru solid ancorat în pămînt. De masa de plumb este legată peniță înregistratoare. În fața pendulului se află un cilindru care execută o mișcare circulară, cu deplasare în lungul axei. Este o mișcare uniformă, acționată cu ajutorul unui mecanism de ceasornic (fig. 73). Cilindrul și mecanismul respectiv sînt legate direct cu pămîntul.

Înregistrarea undelor seismice se face pe o hîrtie înfășurată în jurul cilindrului. În lipsa undelor seismice, pe hîrtia de pe cilindru se înregistrează o linie dreaptă sau ușor

Scanned with OKEN Scanner

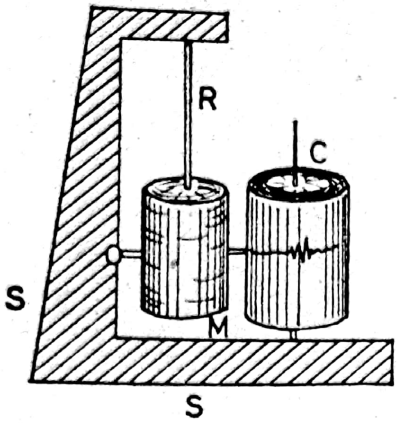


Fig. 73. Seismograf vertical: S — *sol;* M — *masa inertă;* R — *amortizor;* C — *cilindru pentru înregistrare.*

sinuoasă din cauza unor trepidații locale. Seismograma redă o amplificare a mișcărilor relative care au loc între masa inertă și mecanismul de înregistrare. Intrarea în vibrație este produsă de undele longitudinale (primae), apoi de cele transversale (secundare) care constituie *faza precursoare. Faza principală* a microseismului este dată de undele superficiale (longae), după care urmează *faza finală* sau de stingere a seismului, așa cum rezultă din seismograma din fig. 74. În cazul macroseimelor, undele de suprafață sînt cele distrugătoare și cu atît mai mult cu cît localitățile afectate sînt mai aproape de zona epicentrală.

Viteza și accelerația undelor seismice. Traiectoria undelor seismice în Pămînt este foarte complexă, din cauza diversității formațiunilor geologice sub raportul compactității și al poziției tectonice și din cauza diferenței de viteză a undelor seismice. O determinare exactă a vitezei și a accelerației undelor este aproape o imposibilitate: necesită corecții complexe ale calculelor fundamentale, din care cauză s-a recurs la simplificări ce ar permite un calcul mai ușor al elementelor

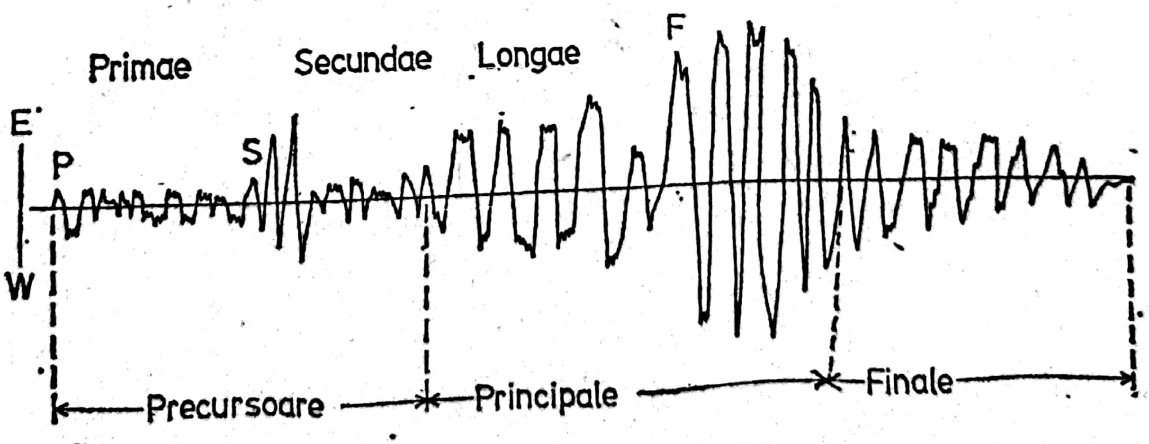


Fig. 74. Seismograma sintetică a unui cutremur pentru componenta E—V, cu demarcarea celor trei grupe de oscilații caracteristice.

Scanned with OKEN Scanner

acestor zguduiri, asimilînd oscilaţia seismică complexă *(Y)* cu o oscilaţie armonică de forma:

$$Y = a \sin \frac{2\pi}{T} t$$

în care: *a* reprezintă amplitudinea mişcării periodice a solului; *T* — perioada unei oscilaţii simple; *t* — timpul în care se produce deplasarea.

Intensitatea şocului seismic se apreciază prin *coeficientul de zguduire*, dat de raportul:

$$k = \frac{L_{max}}{g}$$

în care: α_{max} este *acceleraţia maximă* a mişcării terenului în timpul zguduirii seismice, iar *g* este acceleraţia gravitaţiei *i*. Acceleraţia maximă este proporţională cu amplitudinea şi invers proporţională cu pătratul perioadei după relaţia:

$$L_{max} = a \cdot \frac{4\pi}{T^2}$$

Pentru calcularea vitezei de propagare a undelor seismice, *F.P. Savareński* dă următoarele formule:

— pentru viteza undei longitudinale:

$$V_l = \frac{6E}{5\sigma},$$

— pentru viteza undei transversale:

$$V_{tr} = \frac{2E}{5\sigma}$$

în care *E* este modulul de elasticitate al rocii; σ — compactitatea rocii. Între cele două relaţii se obţine următorul raport teoretic:

$$\frac{V_1}{V_{tr}} = \frac{\frac{6E}{5\sigma}}{\frac{2E}{5\sigma}} = \frac{\sqrt{6}}{\sqrt{2}} \quad T = \sqrt{3} = 1{,}732$$

Valoarea practică a acestui raport este foarte apropiată, ea fiind 1,788.

Propagarea undelor seismice în masa terestră este arătată în schiţa din fig. 75. Undele seismice, ca şi cele luminoase, se refractă străbătînd prin formaţiuni de

Scanned with OKEN Scanner

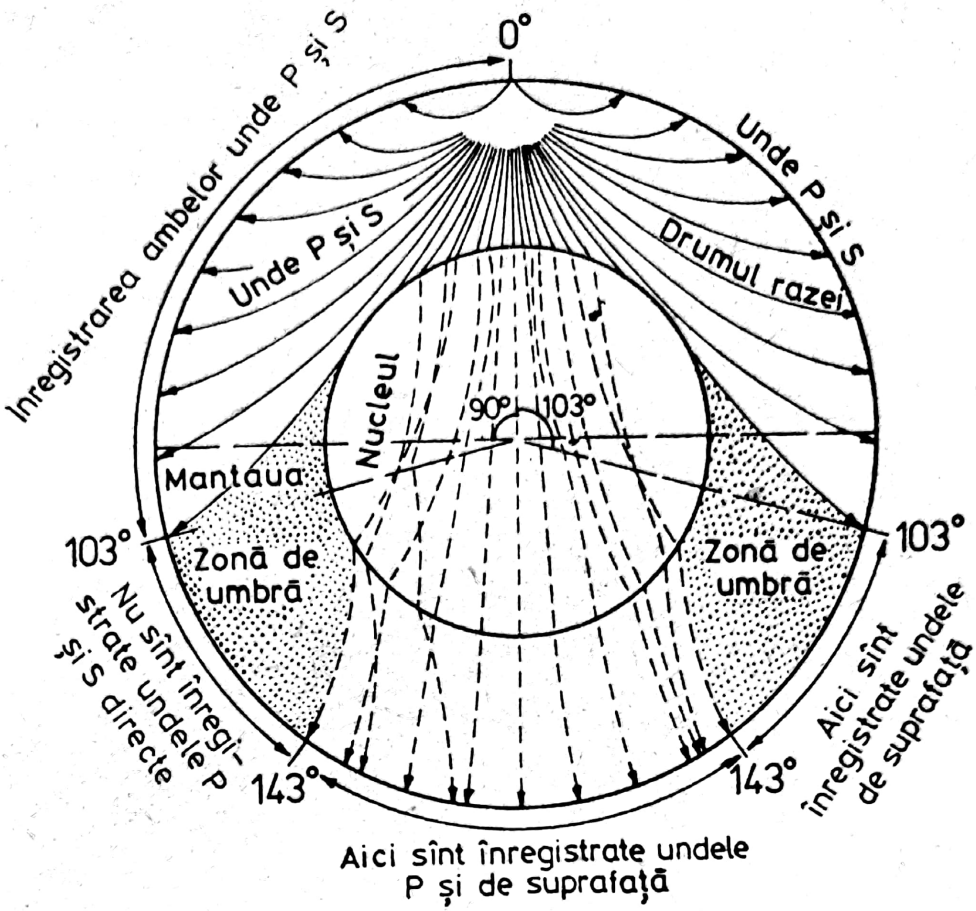


Fig. 75. Traiectoria undelor directe P *şi* S *în interiorul globului terestru (după B. Gutenberg, 1951).*

densităţi diferite şi se reflectă pe anumite suprafeţe. Va străbate în linie dreaptă prin masa terestră numai unda din hipocentru care cade perpendicular pe suprafeţele de discontinuitate de la anumite nivele ale masei terestre, inclusiv limita dintre manta şi nucleu. Celelalte unde suferă procese de refracţie. Din figură se constată că, prin refracţie, traiectoria undelor devine curbă, cu concavitatea în sus (spre exterior) şi undele ajung tot la suprafaţa Pămîntului, dar la depărtări din ce în ce mai mari. Undele care nu trec prin nucleul terestru se reflectă de pe suprafaţa acestuia şi ies la suprafaţă în punctul cel mai îndepărtat faţă de epicentru, după 14 minute de la declanşarea seismului. Aceste unde ating suprafaţa terestră pe un cerc care formează un unghi de 103° cu dreapta hipocentru-anticentru. Prin nucleu trec numai undele longitudinale care se refractă şi ies la suprafaţă într-o calotă sferică anticentrală, cuprinsă între anticentru şi un cerc (paralel cu cel al undelor reflectate de pe nucleu), situat la 143° faţă de epicentru.

Scanned with OKEN Scanner

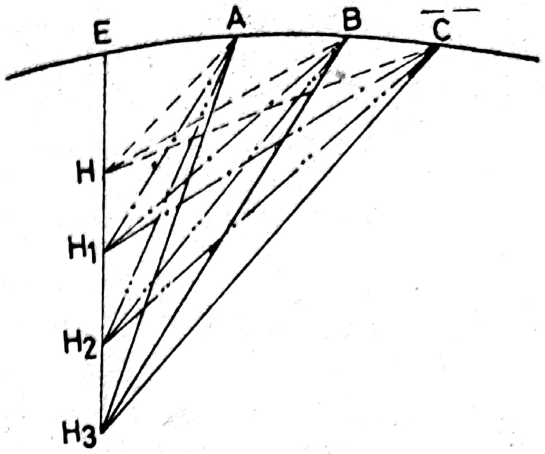


Fig. 76. Diferite adîncimi ale hipocentrului (H—H_3): E— *epicentru;* A, B, C — *poziţia unor observatoare seismice.*

Suprafaţa cuprinsă între cele două cercuri paralele (de la 103° şi 143°)[1] se numeşte *zona de umbră seismică*, nefiind afectată de undele din hipocentru, dar susceptibilă de a înregistra undele superficiale.

Frecvenţa şi ordinea de mărime a cutremurelor este dată în tabelul 4, ţinînd seama numai de cutremurele cu magnitudinea *M* mai mare de 3, în intervalul 1904—1930 (*B. Gutenberg* şi *F.C. Richter*, 1954). Dacă se apreciază şi cutremurele cu magnitudinea sub 3, atunci numărul seismelor anuale trece de un milion, revenind aproape două cutremure la minut.

Tabelul 4

ORDINEA DE MĂRIME ŞI FRECVENŢA CUTREMURELOR

Efectul cutremurelor	Magnitudinea *M*	Ordinul de mărime al energiei, în ergi	Numărul de cutremure anual
Catastrofale	8	10^{26}	1
Foarte puternice	7,0—7,9	10^{24}—10^{26}	10
Puternice, distrugătoare	6,0—6,9	10^{22}—10^{24}	100
Destul de puternice	5,0—5,9	10^{20}—10^{22}	1 000
Slabe	4,0—4,9	10^{18}—10^{20}	10 000
Abia simţite	3,0—3,9	10^{16}—10^{18}	100 000

[1] Să nu se confunde cu cercurile paralele geografice sau geomagnetice.

Scanned with OKEN Scanner

Noţiunea *magnitudine (M)* a fost introdusă cu scopul de a se evita unele erori ce rezultă din scările de intensitate. Magnitudinea se calculează cu relaţii de forma $M = \log A + B$ (în care A este componenta orizontală a amplitudinii maxime a deplasării solului în undele superficiale, iar B este o constantă legată de caracteristicile seismografului, de condiţiile geologice şi de un termen variabil cu distanţa de la epicentru).

Energia declanşată în timpul zguduirilor seismice este în funcţie de natura cauzelor care le provoacă şi de adîncimea focarului (hipocentrului). Cele mai mari distrugeri produc cutremurele de natură tectonică şi de mari adîncimi, fiind dependente şi de mărimea focarului. În fig. 76 se arată variaţia cu adîncimea focarului, a unghiului de emergenţă (de ieşire) a undei de şoc. Cu cît focarul este mai adînc cu atît unghiul de emergenţă este mai mare şi, la fel, puterea de distrugere. S-a ajuns la concluzia că distrugerile cele mai mari ale construcţiilor se produc cînd unghiul de emergenţă este cuprins între valorile de 45° şi 55°. În cazul hipocentrelor situate spre suprafaţă aria cuprinsă între valorile de mai sus este redusă şi limitată sub raportul distrugerilor.

Legătura cantitativă dintre energia unui cutremur şi magnitudine este dată de relaţia:

$$\log E = A + BM$$

În relaţie, constantele A şi B asociază energia de magnitudine a unui cutremur: ele sînt variabile de la o regiune la alta şi de la o metodă de lucru la alta.

Seismologii au încercat să facă determinări privind energia dezvoltată în timpul unui cutremur. *Reid* a calculat energia cutremurului de la San Francisco (1906) luînd în calcul următoarele elemente: lungimea faliei, de 500 km; adîncimea faliei, de 20 km; săritura faliei, de 4 m; forfecarea sau forţa de rupere a granitului, de 1 kgf/mm^2. Lucrul mecanic rezultat din calcul a fost de $1{,}75 \cdot 10^{24}$ ergi.

Efectuîndu-se, în continuare, astfel de calcule, au rezultat următoarele date informative asupra energiei unor cutremure:

Cutremur în Pamir, 1911	$4{,}3 \cdot 10^{23}$ ergi
„ „ Vrancea, 1940	$8 \cdot 10^{25}$ ergi
„ „ Turkmenia, 1948	$1 \cdot 10^{23}$ ergi
„ „ Tadjikistan, 1949	$1{,}4 \cdot 10^{22}$ ergi

Scanned with OKEN Scanner

Comparativ cu energia electrică, cutremurul din Turkmenia (Alma-Ata, 1887) a dezlănțuit o energie pentru care uzina Kebin (una dintre cele mai mari în URSS) ar trebui să lucreze, cu toată puterea instalată, timp de 325 de ani. Cutremurul din România, de la 4 martie 1977, echivalează cu energia a 10—12 bombe atomice de mărimea celei aruncate la Hiroshima.

De menționat și cutremurul din 21 iulie, anul 365, care a atins o suprafață de circa 2 milioane km² în regiunea Mediteranei. A fost un cutremur submarin, care a provocat și un val „tsunami", care a făcut multe victime. Au fost distruse unele orașe din Libia și Sicilia. Se consideră că ar fi printre primele 12 seisme, ca intensitate, în ultimii 2 500 ani.

Comportarea diferitelor formațiuni geologice față de undele seismice. Cercetări efectuate în acest scop au fost întreprinse în urma cutremurului din 1894 de la Tokyo și au continuat pînă în prezent, fără să se fi putut adopta un cod de risc seismic, aplicabil la toate zonele în care se construiește. Din primele cercetări, s-a ajuns la concluzia că perioada de oscilație a fost de 1,8 secunde în toate formațiunile străbătute de unda seismică, în timp ce amplitudinea maximă a variat, la fel accelerația maximă. Amplitudinea maximă a fost de 162 mm în roci necoezive (nisipuri, mîluri) și de 78 mm în rocile tari (roci magmatice, calcare, gresii etc). Accelerația maximă a fost de 1 000 mm/s² în rocile necoezive și de 480 mm/s² în rocile coezive. Deci „eficiența seismică" (riscul la distrugeri) crește de la rocile coezive la depozitele necoezive și mobile.

În roci compacte undele seismice se propagă cu viteză mai mare (între 1 600—8 000 m/s) și cuprind spații mai întinse, dar distrugerile sînt mai reduse decît în cazul unor terenuri cu roci afînate. În formațiuni din pietrișuri și nisipuri, cu coeziune slabă și fără coeziune, undele seismice se propagă cu o viteză mai mică, dar sînt mai distrugătoare.

Considerînd riscul la zguduiri seismice în rocile cristaline, compacte și nealterate egal cu unu, prin comparație, acest risc, în rocile puțin coezive și necoezive, ar fi:

— în roci sedimentare cimentate	1.....2,4
— în nisipuri umede	1,4.....4,4
— în rambleuri	4,4....11,6
— în terenuri mlăștinoase	12

Scanned with OKEN Scanner

Rezultă că în terenuri cu constituţia arătată mai sus trebuie să nu se construiască decît cu luarea unor măsuri care să reducă şi, mai bine, să evite riscul. Cele mai distrugătoare cutremure se produc în terenuri cu roci afînate aşezate pe un fundament cristalin şi mai ales în zonele mlăştinoase.

Interesantă în ceea ce priveşte efectul seismelor în oraşele din zonele de cîmpie este constatarea că în acelaşi sector sau zonă, aparent cu aceleaşi caracteristici morfo-geografice şi cu acelaşi orizont superior de sol, cu acelaşi proiect şi îndrumare tehnică şi tehnologică a construcţiilor, efectul a fost diferit în ce priveşte rezistenţa la zguduire. În vara anului 1968, regiunea din jurul oraşului Caracas (Venezuela) a fost afectată de un puternic cutremur, cu epicentrul în apropiere. S-au prăbuşit patru clădiri înalte, multe altele au avut puternice avarii, însă foarte multe imobile construite în mod asemănător şi, aparent, pe teren asemănător au rămas cu avarii minime *Dr. S. T. Algermissen*, şeful grupului de cercetări geofizice din Rockville (Maryland, SUA) şi echipa sa îşi exprimă părerea că stricăciunile au fost pricinuite şi de răspunsul diferit al solului şi al rocilor de sub imobile, la străbaterea undelor seismice.

În cazul dezastrului produs de cutremurul din 4 martie 1977 în ţara noastră, în urma căruia s-au prăbuşit unele construcţii vechi, dar altele au rezistat; au fost avariate unele construcţii şi au rezistat altele din imediata apropiere. Dacă în cazul primei categorii, cea a blocurilor vechi, se poate obiecta că ele au fost construite cu materiale şi după proiecte necorespunzătoare, unele în scop comercial (chiar mercantil) şi că ele au fost supuse şi riscurilor pricinuite de cutremurul din 1940 şi de bombardamentele din timpul războiului, pentru blocurile noi nu se pot invoca astfel de justificări.

În ce priveşte efectul cutremurului din 4 martie 1977 asupra unor oraşe din Cîmpia Română şi referindu-ne la zona Bucureşti, este necesară o precizare. Întreaga cîmpie a rezultat prin colmatarea cu materiale necoezive, provenite din marea care a acoperit-o în urmă cu milioane de ani şi a lacurilor care au rezultat ulterior. Apoi, prin transport de material efectuat de apele curgătoare permanente şi torenţiale, sau de vînt. Au rezultat depozite de sedimente groase, înscriind

Scanned with OKEN Scanner

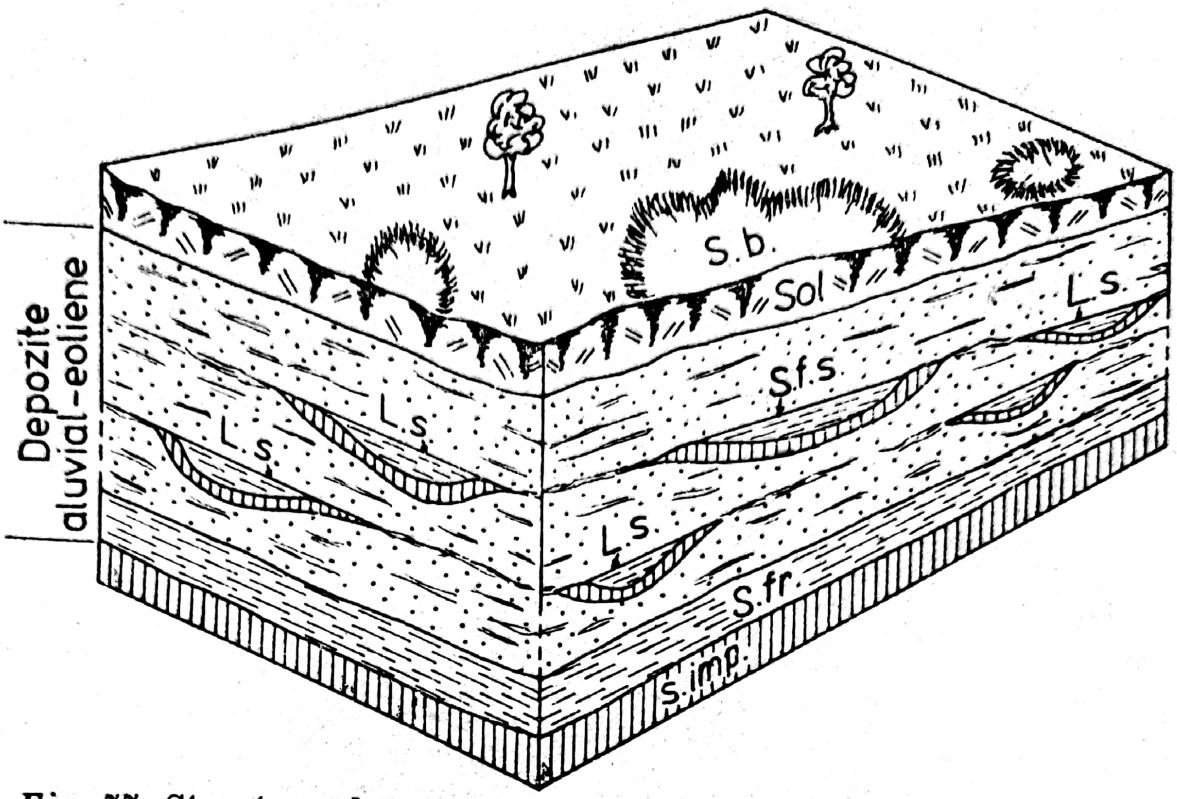


Fig. 77. Structura depozitelor de la baza solurilor din cîmpie. S. f. s. — *strate freatice suspendate;* L.s. — *lentile freatice suspendate;* S. fr. — *strat freatic normal;* s.imp. *strat impermeabil,* S.b. —*supra fețe băltite.*

în structura lor alt micropeisaj decît cel actual, la omogenizarea acestuia contribuind și lucrările agricole. În structura depozitelor de la baza solurilor din cîmpie, în afara stratului freatic (sau a stratelor freatice) de bază, se află *strate freatice suspendate* și *lentile freatice suspendate*, cu o distribuție spațială neregulată și de întindere diferită, avînd la bază strate argiloase impermeabile (fig. 77). Astfel de strate suspendate apar în lungul vechilor cursuri de apă și în meandrele lor, cum și în zonele microdepresionare ce se formează totdeauna în zona cu depozite sedimentare necoezive. Materialele necoezive mai fine (nisip, praf) au fost purtate de vînt și au dat diferite forme de dune și microdune, terenuri acoperite ulterior de praf, care, pe relieful nou, cu microdepresiuni a format strate argiloase, impermeabile. Aceste strate, mai tîrziu, au fost acoperite cu pături de noi sedimente sub care se colectează apa.

Primăvara, după topirea zăpezii și toamna, după ploile tîrzii, în cîmpie apar dese „ochiuri" de apă; sînt terenuri în care apa „bălțește" avînd sub ele un microrelief cu structuri impermeabile, alături de terenuri fără apă, terenuri permea-

bile. Acestea din urmă sînt incomparabil mai indicate pentru construcții decît terenurile deasupra stratelor freatice suspendate din apropiere care prezintă eficiența maximă la seisme, deci risc pentru construcții.

În legătură cu nevoia cunoașterii solului în regiuni seismice, apreciem și concluziile prof. *Jakim Petrovski* (Iugoslavia, 1977) și geologului american *Lloyd S. Cluff* (San Francisco), care se referă și la influența tipului de sol în procesele și studiile seismologice.

— *Clasificarea cutremurelor.* După *cauzele* care le produc se disting cutremure provocate de *cauze externe* (meteoriți, maree, comete, variații brusce ale presiunii atmosferice, unde gravitaționale ale galaxiei, variații în viteza mișcării de rotație, prăbușirea tavanelor peșterilor) și cutremure determinate de *cauze interne (vulcanice* și *tectonice).*

— *După aria geografică* sînt cutremure *continentale*, care se produc în ariile uscatului continental, fie în regiuni vulcanice tinere, cu vulcani în activitate, fie la contactul dintre plăcile litosferei; cutremure *oceanice* sau marine, legate de procesele de acreție din lungul dorsalelor oceanice mediane, în zona „petelor fierbinți" de sub crusta oceanică, la contactul dintre plăci oceanice sau dintre o placă oceanică și o placă mixtă (placa cu fundament oceanic și cu nivelul superior sialic-continental). Cutremurele oceanice de mare intensitate provoacă valuri de mare anvergură (înălțime, lungime, viteză) cu care inundă țărmul apropiat. Sînt cunoscutele „tsunami".

— *După adîncimea hipocentrului*, cutremurele sînt: *superficiale*, la adîncimi sub 10 km; *normale*, cu adîncimi între 10 și 60 km; *intermediare*, cu adîncimi între 60 și 300 km; *adînci*, cu focarele între 300 și 700 km.

— *După frecvență și intensitate* sînt: cutremure *polikinetice*, caracterizate prin o zguduire principală, la început, urmată de o serie mai slabă, de așa numitele *replici.* Acestea au extensiune relativ mică. Au epicentre lineare, de regulă situate în regiuni alcătuite din roci cristaline (șisturi cristaline) sau în regiuni de platformă; cutremure *monokinetice*, cu o singură zguduire principală, care uneori este precedată de slabe cutremure precursoare și poate fi urmată și de replici, mai ales microseiste. Au macroseismicitate ridicată, cu hipocentre intermediare și adînci și cu epicentre difuze (arii epicentrice). Astfel de cutremure se repetă periodic, cu mari descărcări de energie.

Scanned with OKEN Scanner

Efectele geologice ale cutremurelor. Cutremurele de magnitudine ridicată produc şi unele deranjamente ale rocilor sau ale unor blocuri geologice din scoarţă. Printre acestea se menţionează surpări în versanţi, alunecări de teren, fracturi de diferite mărimi în scoarţă etc. Un efect deosebit a produs seismul din 1960 din Chile, zona Rinihue (Cordilieri), unde suprafeţe întinse ale unor versanţi au fost dezgolite pînă la 8—10 m şi mai mult. Materialul alunecat a acoperit mai multe sate şi o parte a lacului Neltum. S-au produs reaşezări ale materialului dislocat, sub forma unor conuri de dejecţie sau de cuvertură continuă şi groasă pe suprafaţa văilor de la baza versanţilor afectaţi de seism. Căderea materialului a avut energia necesară pentru a imprima o mişcare pe orizontală de mari proporţii.

Alunecări ale sedimentelor noi se produc şi în mediul oceanic, mai ales pe povîrnişul continental. Proporţia unor astfel de alunecări, adesea, duce la formarea de pînze de şariaj şi la dimensiuni exagerate a formelor de ripple-marks (cute ondulate ale depunerilor de pe fundul oceanelor), prezente şi la adîncimi de 2 800 m (J. Piccard).

Tot în mări, seismele declanşează curenţi de noroi (de turbiditate) sub forma unor mase mari de depozite sedimentare reactivate, care rup cablurile telefonice suboceanice, ca în sudul insulei Newfoundland (1929), în apropierea coastei algeriene, aproape de Orleansville (1954), în nordul Columbiei etc.

În urma unor seisme puternice se produc fracturi de mari dimensiuni, ca falia *San Andreas* (California), se reactivează falii vechi, se produc deranjamente în structura apelor freatice, a torenţilor freatici şi în cursul apelor de suprafaţă, se scot din echilibrul lor aparent vechi conuri de dejecţie, depozite vulcanice, rambleuri, se produc deranjamente în structura teraselor, punînd în pericol aşezări şi vieţi omeneşti.

Cauzele cutremurelor. Multă vreme s-a crezut că mişcările seismice sînt produse de puteri supranaturale. În zona Mării Mediterane se admitea că un uriaş, Atlas, care susţinea Pămîntul, îşi muta povara globului terestru de pe un umăr pe altul şi atunci se produceau cutremure. În alte părţi, se recurgea la alte explicaţii. În Peninsula Kamceatka, exista credinţa că în timpul cutre-

Scanned with OKEN Scanner

murelor zeul Tuil se plimba (cu sania) prin măruntaiele Pămîntului.

Unii mai susţin şi astăzi, în era cosmică şi electronică, în cadrul unui excepţional progres cultural, că seismele sînt „*pedepse*“ aplicate pentru păcatele oamenilor. Şi această „explicaţie“ găseşte adepţi creduli şi fără discernămînt, adepţi care refuză lectura unei cărţi de ştiinţă şi tehnică, dar nu refuză serviciile pe care le aduce omului ştiinţa şi tehnica în toate sectoarele vieţii. Păcatele sau greşelile pot fi evitate sau reduse, fără teama pedepsirii lor prin cataclisme naturale. Ele pot fi prevenite prin control conştient al vieţii noastre, prin respectarea legilor omeniei şi a normelor juridico-administrative care s-au închegat şi au luat formele cunoscute astăzi în conducerea societăţii omeneşti.

Seismele distrugătoare se repetă periodic în aceleaşi regiuni geologic-geografice care sînt şi cele mai supuse unor astfel de cataclisme, în timp ce în alte regiuni astfel de fenomene nu se cunosc. Potrivit concepţiilor retrograde în aceste din urmă regiuni, ar însemna că există numai oameni perfecţi! În regiunile în mod obişnuit supuse cutremurelor toţi oamenii sînt „păcătoşi“, chiar şi copiii mici care sînt la vîrsta cînd nu poate fi încă vorba de conştiinţa greşelilor la o formă de „păcat“?! În astfel de împrejurări, ce s-ar putea invoca pentru a preamări „dreptatea“ oricărei „puteri supranaturale“? Lăsînd la o parte astfel de „explicaţii“ din afara culturii, să apelăm la ceea ce se poate constata, experimenta, extrapola, cu o expresie scurtă, la ceea ce ne spun oamenii de ştiinţă.

În producerea cutremurelor pot interveni cauze extraterestre şi cauze legate de dinamica proprie a Pămîntului. În prima grupă ne gîndim la cauze *exogene*, cum ar fi impactul cu meteoriţi giganţi, prăbuşiri ale cupolelor naturale de peşteri ş.a. iar în grupa a doua la cauze *endogene*, la cutremure legate de vulcanism sau vulcano-seisme şi la cutremure legate de procese tectonice. Se pot produce cutremure locale şi în urma prăbuşirii unor stînci sau prin alunecări masive în versanţi.

1. *Cutremurele de prăbuşire* (în peşteri sau în versanţi) sînt cele mai puţine ca frecvenţă (3% din total) şi cele mai slabe ca efecte. Au un caracter local şi cu totul superficial.

2. *Cutremurele legate de vulcanism*, în faza de preerupţie şi de erupţie a vulcanilor, în efortul gazelor din cupola subvulcanică pentru deschiderea şi formarea coşului vulcanic.

Scanned with OKEN Scanner

Reprezintă 7% din totalul cutremurelor. Au o manifestare locală sau regională.

– *Cutremurele de origine tectonică* sînt cele mai frecvente (90%) şi mai dezastruoase. Se produc la limitele plăcilor litosferice, atît în lungul dorsalelor oceanice, cît şi în zonele de contracţie (subducţie şi coliziune).

În lungul dorsalelor oceanice, pe o lăţime de aproximativ 20 km, în lungul faliilor transformante şi de decroşare, au fost identificate focare seismice cu adîncimea maximă de 60 km şi magnitudinea pînă la 6 în scara Richter. Cele mai intense seisme din această categorie apar în masa insulelor situate pe dorsală sau pe falii transformante (fig. 78). În zonele de subducţie, plăcile oceanice intră sub cele continentale şi în fosele din faţa arcurilor insulare. Înaintarea se face cu aceeaşi viteză cu care se formează placa în zona de acreţie. Aceste procese nu pot fi observate. Afundarea plăcii subduse are de învins rezistenţa plăcii acoperitoare, din care cauză la contactul lor şi în apropierea contactului se acumulează energii tensionale elastice enorme. Acumularea tensiunii elastice se face în perioade mai îndelungate (decenii şi secole), după care urmează descărcarea bruscă, generatoare de cutremure. Intensitatea cutremurelor este cu atît mai ridicată cu cît acumularea tensiunii elastice a fost de mai lungă durată. Cînd acumularea tensiunii elastice se apropie de limita de rezistenţă mecanică a rocilor, se pre-

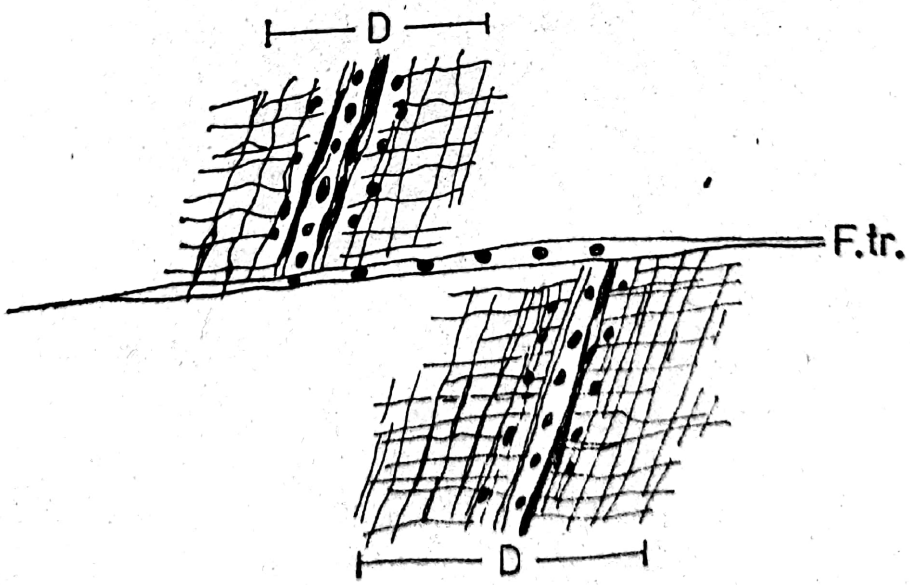


Fig. 78. Poziţia focarelor seismice în lungul dorsalei oceanice şi al faliei transformante: D — dorsala; f.tr. — falia transformantă; ⁘ focare seismice.

supune că în masa celor două plăci în contact (subducţie) se produc fisuraţii fine, cu mărire de volum şi cu împingeri laterale şi mai ales spre exterior avînd ca plecare planul Benioff. Descărcarea tensiunii elastice produce, în cele din urmă, rupturi importante în faza de manifestare a cutremurului, rupturi ce pot atinge dimensiunile faliei care s-a format la San Francisco, în 1906.

Pe la mijlocul deceniului trecut, Dr. *William Brace* şi colectivul său de la Inst. Tehnologic Massachussetts au supus eşantioane de roci la forţe puternice de forfecare. Înainte de a ceda (de a se sfărîma) eşantioanele îşi măreau uşor volumul din cauza numărului mare de fisuri fine care se formau în eşantion. Fisuraţia începe cînd forţa externă, aplicată rocii, ajunge să neutralizeze aproximativ jumătate din rezistenţa ei la fragmentare. Procesul a fost numit, de către Brace, *dilataţie*. Dilataţia imprimă rocii caracteristici noi şi importante în rezistivitate şi în iuţeala propagării undelor de şoc. Fenomenul de dilataţie a fost preluat de geofizicieni şi aplicat în lungul unor falii şi structuri geologice afectate de seisme, în scopul prevederii din timp a cutremurelor.

Geofizicienii sovietici operînd în regiunea Garm au confirmat experienţa lui *W. Brace*. Regiunea Garm este foarte fisurată pe o direcţie ce marchează rupturi provocate de un cutremur anterior. Înregistrarea unor unde seismice care traversau această regiune, venind de la epicentre îndepărtate, confirma modificări în viteza undelor longitudinale, în comparaţie cu viteza undelor transversale. Raportul modificat al vitezei celor două feluri de unde se încearcă a fi cunoscut şi aplicat în cazul unor susceptibilităţi seismice.

Încă nu s-a reuşit să se lămurească modul de acumulare în timp a unei cantităţi aşa de mare de energie, care poate fi eliberată în cîteva secunde *(F. F. Evison*, 1969) şi nu este lămurit dacă seismele sînt numai fenomene proprii Pămîntului sau la acestea participă şi alţi factori din afara planetei.

Unii geofizicieni sovietici consideră drept cauză a cutremurelor, cu focare adînci temperatura ridicată, de la adîncimile de 100—700 km. Temperatura ar determina schimbări în structura reţelelor moleculare, urmate de creşterea volumului şi de creştere suplimentară a presiunii. Prin această ipoteză nu este lămurită eliberarea bruscă a energiei.

Se admite că dacă tensiunea acumulată în zonele de compresiune se eliberează în întregime seismul este monokine-

Scanned with OKEN Scanner

tic, şi că al doilea şoc seismic ar urma după o perioadă necesară acumulării unor cantităţi de energie similare celor din şocul anterior; în cazul că în primul şoc ar fi eliberat numai parţial tensiunea acumulată, cantitatea de energie rămasă ar fi eliberată prin „replici"mai numeroase, urmate la scurte intervale între ele.

Cercetări recente (redate după *H. T. Simmons*, 1976), efectuate în S.U.A., au adus noi posibilităţi de interpretare a manifestărilor seismice sub raportul intensităţii. În cazul cutremurelor superficiale, cu focarele la adîncimi între 10—20 km s-ar putea produce fenomene de *„lubrefiere"* care sînt susceptibile de a deveni un factor critic în procese tectonice şi seismice. Ar fi suficient ca apa să intre în fisurile rocilor din apropierea focarelor seismice, superficiale, ca să uşureze alunecarea blocurilor în contact şi să intervină în descărcarea energiei tensionale acumulate prin seisme de intensitate slabă sau mijlocie. Cercetători geofizicieni au înregistrat, în regiunea Denver (Colorado, 1966), slabe trepidaţii intermitente, care nu provocau pagube. Procesul a fost pus în legătură cu intervenţia în subsol, la 4 000 m adîncime, a reziduurilor toxice, provenite de la o uzină din apropiere, injectate într-un puţ de evacuare la acea adîncime. S-a admis ipoteza că acele reziduuri ar lubrifia zonele de falii din apropiere şi ar produce descărcarea energiei tensionale prin seisme puţin importante.

Punerea în aplicaţie practică a acestei ipoteze s-a făcut în regiunea petrolieră Rangely din nord-vestul statului Colorado, în 1970. După repetate încercări, în 1973 s-a ajuns în situaţia de a se putea declanşa sau opri şocuri seismice. Şocurile începeau în momentul cînd se făcea inundarea cu apă, sub presiune înaltă, în puţuri adînci de 2 000 m şi încetau dacă apa era retrasă. Dar acest proces este posibil numai prin injectare de „lubrefianţi" în puţuri la adîncimi accesibile din punct de vedere tehnic. În fisurile naturale procesul lubrefierii este posibil numai pînă la adîncimi la care apa rămîne în stare lichidă.

O altă constatare interesantă este cea a caracterului de *„mobilitate"* şi *„imobilitate"* a faliilor apărute în zone seismice de mare intensitate. În timpul marelui cutremur din 1906, în regiunea San Francisco a apărut o falie lungă de 600 km, adîncă de 20 km şi cu denivelări pînă la 6—7 m, uneori şi cu decroşări. Este falia San Andreas care, în prezent, prezintă sectoare cu mobilitate. La sud de San Francisco

Scanned with OKEN Scanner

precum și la sud de Los Angeles falia are segmente mobile, în lungul cărora energia seismică a fost eliberată prin sute de seisme de intensitate moderată (5—6 grade în scara Richter), fără a se manifesta tendința de acumulare a unor tensiuni mai mari. La nord de Los Angeles și la nord de San Francisco, falia prezintă sectoare imobile, stabile. În aceste sectoare nu se constată declanșări seismice, ceea ce duce la presupunerea că au loc acumulări continue de energie tensională, deocamdată de-a lungul a peste șapte decenii. După opinia specialiștilor în aceste sectoare s-ar putea produce un seism catastrofal în care ambele sectoare să intre în rezonanță. De menționat că macroseismul produs în 1971 nu a fost legat de deranjamente în legătură cu falia San Andreas, ci cu deplasări perpendiculare pe această falie, într-un sector restrîns, la locul de întîlnire a unui lanț de munți cu o vale.

În ce privește și posibilitatea intervenției unor factori cosmici, în momentul declanșării zguduirilor seismice, au fost emise mai multe ipoteze: maree, radiații electromagnetice solare care ar modifica cîmpul geomagnetic și migrația polilor magnetici, ambele procese reflectîndu-se în reducerea mișcării de rotație a planetei. *H. Simpson*, luînd în calcul datele statistice privitoare la cutremurele din perioada 1950—1953, pentru circa 20 000 seisme, a ajuns la concluzia că erupțiile solare ar fi o cauză a declanșării seismelor; acele erupții ar contribui la încetinirea mișcării de rotație și, implicit, la perturbații în presiunea internă și la modificări ale cîmpului geomagnetic. S-a calculat că presiunea internă, la nivelul focarelor de adîncime, ar fi de ordinul 30 000 kgf/cm^2.

S-a emis și ipoteza unor cauze mai îndepărtate: undele gravitaționale ale galaxiei ar influența intensitatea fluxului și a vîntului solar, cărora le-ar fi asociat lanțul de cauzalități, arătat mai sus.

— *Răspîndirea cutremurelor*. În subcapitolul anterior s-a arătat că liniile terestre mari supuse cutremurelor sînt: dorsalele mediane oceanice și zonele de subducție și de coliziune a plăcilor litosferice. În lungul unor structuri geologice din a doua categorie se situează:

Scanned with OKEN Scanner

— cercul seismic circumpacific, care corespunde cu cele mai ample procese de subducţie şi cu marele cerc vulcanic circumpacific;

— cercul de seisme mediteraneene, cu orientare latitudinală, situat în lungul unor deranjamente terestre mai vechi, altele mai noi pînă aproape de Actual şi în desfăşurarea lor viitoare, privind deriva spre nord şi nord-vest a Indiei şi a continentului african (fig. 79).

În cercul circumpacific, cutremure sînt în Kamceatka, arcul Kurile, Japonia, Taiwan, Arhipelagul Sonde, Noua Guinee, iar în estul Pacificului în Alaska, California, Mexic, America Centrală, Peru, Chile şi Ţara de Foc. În această zonă se produce 68% din totalul cutremurelor de origine tectonică.

Cercul mediteranean cuprinde zonele orogenice de pe aria Mării Tethys, brîul de munţi tineri din Atlas—Pirinei, peste Alpi—Carpaţi—Taurus—Antitaurus—Caucaz—Elbrus—Himalaya, pînă în Indonezia. Acest cerc seismic cuprinde şi focarele vulcanoseismice din jurul Mării Tireniene. Procesele tectonice care le generează sînt de subducţie şi coliziune în partea de vest a orogenului menţionat; procese de coliziune în sectorul himalaian; proces de subducţie în fosele din faţa insulelor Indoneziei. Acest cerc participă cu 21% la totalul cutremurelor.

Alte cutremure (11%) se manifestă de-a lungul unor mari linii de fractură: în estul Madagascarului, riftul african, Venezuela şi Antile, Valea Rinului ş.a.

În afara regiunilor menţionate, care sînt *regiuni seismice*, există suprafeţe întinse lipsite de cutremure, *regiuni aseismice*, ca: scutul finoscandinav, platforma rusă, platforma siberiană, scutul canadian, scutul african, australian şi argentinian şi mai ales Antarctica, lipsită de înregistrări seismice pînă în prezent.

Regiuni seismice în România. Ţara noastră a cunoscut adesea efectele distrugătoare ale cutremurelor. Cu adunarea materialului, privind cutremurele în România s-au ocupat: Matei Drăghiceanu, Grigore Ştefănescu, Ştefan Hepites, Ion Atanasiu şi alţi cercetători. Izvoarele informaţiilor au fost vechile file de cronici şi însemnări răzleţe din care, totuşi, strădania unor cercetători pasionaţi a fost încununată de un oarecare succes.

Prima însemnare se referă la un cutremur produs în Moldova, care a produs stricăciuni şi la mînăstirea Neamţului. Alt cutremur, înregistrat în 9 august 1683, cu

Scanned with OKEN Scanner

Fig. 79. Distribuţia cutremurelor pe glob, pe tipuri şi adîncime.

Scanned with OKEN Scanner

epicentrul în nordul Moldovei, a produs avarii şi prăbuşiri de construcţii în Suceava. Cutremurul înregistrat la Iaşi, în 1740, a fost însoţit de zgomote subterane, de fisurări ale solului, de ţîşniri ale apei. Un cutremur în Banat, la 1790, a fost destul de puternic şi a dărîmat multe case. Cutremurul din 26 octombrie 1802 s-a manifestat la Bucureşti prin ondulaţii ale solului, ţîşniri de apă, păcură şi gaze. S-au prăbuşit multe case, între care Turnul Colţei. În noiembrie 1829 s-a manifestat alt cutremur, similar celui de la 1802. Un cutremur puternic, cu epicentrul în sectorul Vrancea s-a produs în 11 ianuarie 1838, similar celorlalte două anterioare, însoţit şi de fenomene luminoase. Cutremurul din 31 august 1894, cu epicentrul în zona Galaţi-Focşani, a fost resimţit în toată Moldova şi Muntenia. Cutremurul de la 12 mai 1912, cu epicentrul tot în Vrancea, însoţit şi de zgomote subterane, a fost suficient de intens ca să reactiveze faliile din Moldova şi Muntenia. Un cutremur, la 1 iunie 1913, s-a simţit în Dobrogea şi în partea de sud a Munteniei. Epicentrul a fost în Bulgaria. A produs multe avarii la case.

În iarna anului 1916 un cutremur de gradul 8 în scara Mercalli, cu epicentrul în Munţii Făgăraşului (de tip polikinetic), s-a manifestat, timp de mai multe luni, în unele părţi din versantul sudic, zona Argeşului, fiind zile în care s-au simţit zguduiri de 5—6 ori.

Cutremurul din noaptea de 10/11 noiembrie 1940, cu epicentrul în Vrancea, a avut intensitatea de gradul 8—9, în interiorul dintre Olt, Dunăre şi Iaşi, cu maxime relativ răzleţe (gradul 10 în scara Mercalli) la Lopătari, Neculele, Petreşti, Focşani, Panciu, Tîrgu Bujor. Epicentrul nu a coincis cu nici una din localităţile menţionate. La Bucureşti, magnitudinea a fost de gradul 7,6 în scara Richter, iar în regiunea Vrancea de gradul 8. A avut focarul (hipocentrul) la adîncimea de cel puţin 150 km, ca dovadă şi faptul că primele mişcări ale solului au fost verticale pînă la mari depărtări de epicentru *(G. Demetrescu*, 1941).

Caracteristică pentru acest cutremur este zonarea teritoriului într-o manieră aproape simetrică, la nord şi la sud, faţă de epicentru şi zona învecinată, cu intensitate maximă. Curbele de aceeaşi intensitate seismică înspre munţi se închid mai aproape de epicentru şi se deschid larg înspre est.

Cutremurul din seara zilei de 4 martie 1977, cu epicentrul tot în Vrancea, cu hipocentrul la 110 km adîncime, a

Scanned with OKEN Scanner

avut magnitudinea, la București, de 7,2 în scara Richter. Spre deosebire, însă, de cutremurul din 10 noiembrie 1940, care a fost maxim în sudul Moldovei, cutremurul din 4 martie 1977 a afectat mai mult zona București—Zimnicea—Alexandria și, mai mult decît altădată, zona Rîmnicu Vîlcea—Craiova.

Ambele cutremure au fost înregistrate pînă la depărtări de circa 2 000 km de epicentru sub forma de macroseism, la depărtări mai mari sub forma de microseisme.

De remarcat că de fiecare dată cutremurele au fost urmate de seisme replici, de slabă intensitate, cu focarele în Vrancea. Astfel de zguduiri se produc, adeseori, în intervalul dintre seismele cu magnitudine ridicată.

I. Atanasiu a dat cea dintîi evidență sistematică a zonelor seismice din România, după care ne orientăm în cele ce urmează.

Cutremurele polikinetice, caracterizate prin mai multe zguduiri, au fost înregistrate în mai multe regiuni, după care au fost și clasificate. *Cutremurele danubiene*, pe linia Vîrșeț (Iugoslavia) Moldova Nouă, între care cutremurul din 1879) a produs zguduituri timp de cinci luni. *Cutremurele făgărășene*, orientate după o direcție oblică în Munții Făgărașului. În această zonă au fost înregistrate cutremure în 1832, 1916, 1932. *Cutremurele pontice*, care se manifestă pe o linie paralelă cu coasta Mării Negre, au fost înregistrate în anii: 100 î.e.n., cînd a fost distrusă cetatea Bisone (Cavarna, Bulgaria), în 543, cînd a fost distrusă cetatea Dionyssopolis (Balcik, Bulgaria) și în anul 1901 (de gradul 10 în scara Mercalli), cînd s-au dărîmat casele mai multor sate din regiunea Cavarna.

Cutremurele monokinetice, caracterizate printr-o zguduire principală. *Cutremurele moldavice* sînt cele mai intense și legate de epicentrul Vrancea, cu hipocentrul între 110—150 km. *Cutremure transilvanice*, cu focarele între Mureș și Tîrnava Mare, cu intensitate maximă 8 în scara Mercalli (1880, 1940). *Cutremurele prebalcanice*, cu focare în Bulgaria, care afectează și regiuni de la nord de Dunăre. *Cutremure banatice* cu focarele sub cîmpia Banatului, legate de treptele de scufundare a acestui teritoriu, în fazele de înaintare spre est a Mării Panonice. Au fost înregistrate în zonele: Vinga, Periam și o linie pe canalul Bega, cu intensitatea maximă

Scanned with OKEN Scanner

8 în scara Mercalli. În fig. 80 se dă o hartă seismică a teritoriului țării noastre, după R. Ciocîrdel și colab. (1965), ținînd seama de efectele cutremurelor anterioare, îndeosebi de cel din 1940, cu focarul în Vrancea.

Regiunea seismică Vrancea. Acestei regiuni seismice de cel mai mare risc seismic în țara noastră, îi vom acorda o examinare mai atentă.

Atît din cercetările anterioare, cît mai ales din confruntarea geologică a teritoriului țării noastre, de către mai mulți cercetători, cu noua concepție în geologia globală, cea a tectonicii plăcilor, rezultă că instabilitatea de la curbura Carpaților este rezultatul unui „joc" al unor plăci și microplăci

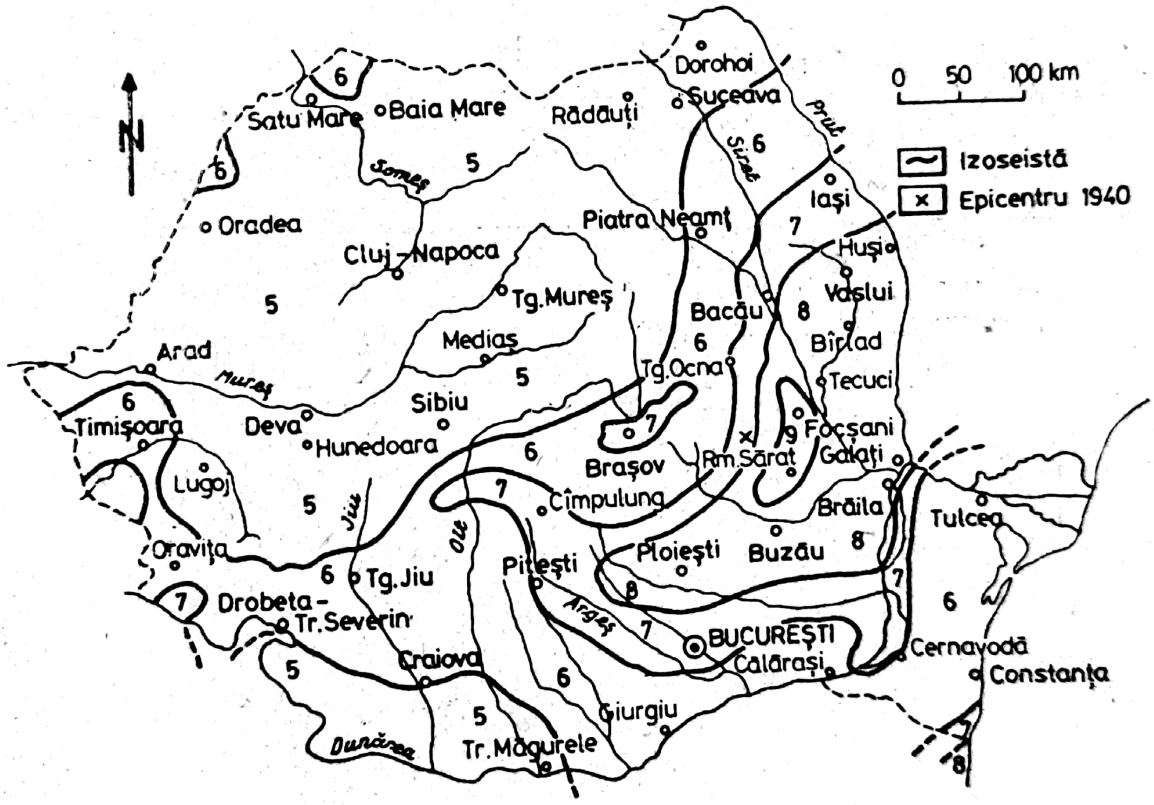


Fig. 80. Harta seismică a României (după R. Ciocîrdel și colab. 1965)

litosferice. Convergența între placa africană și între cea eurasiatică este mult mai veche. Este o mișcare manifestată prin deriva spre nord a plăcii africane. A fost urmată de formarea catenelor de munți tineri și de apariția, eventual existența anterioară, a unor microplăci locale: egeică, turcă, moesică, interalpină și cea a Mării Negre. Jocul microplăcilor poate fi asemănat cu mișcarea sloiurilor mici, prinse între sloiuri mari, și antrenate nu numai în mișcări de derivă pe o anumită direcție, ci și în mișcări de rotire. Înspre cea mai

Scanned with OKEN Scanner

instabilă şi cea mai seismică regiune din ţara noastră, partea de sud a Carpaţilor Orientali şi curbura Carpaţilor (inclusiv regiunea Vrancea) se găsesc în mişcare convergentă: placa eurasiatică *(A)*, microplaca interalpină *(B)*, microplaca moesică *(C)* şi microplaca Mării Negre *(D)* (fig. 81, după *Şt. Airinei*, 1977). Placa eurasiatică în subducţia din faţa microplăcii interalpine a contribuit la încreţirea flişului Carpaţilor Orientali şi la apariţia lanţului vulcanic, întins din Oaş pînă în Perşani. Placa moesică a participat la procese de coliziune în Carpaţii Meridionali. Între placa eurasiatică şi cea moesică s-a intercalat microplaca Mării Negre, mai nouă, care, după aparenţe, ar avea o viteză de mişcare mai mare decît vecinele ei (*Şt. Airinei*, 1977), imprimînd microplăcii moesice şi o rotire spre nord-vest. Modelul oferit de oamenii de ştiinţă români privind noua concepţie în arhitectura geologică a teritoriului ne oferă posibilitatea înţelegerii acestor mişcări tectonice. Se pare, deci, că „vinovatele"

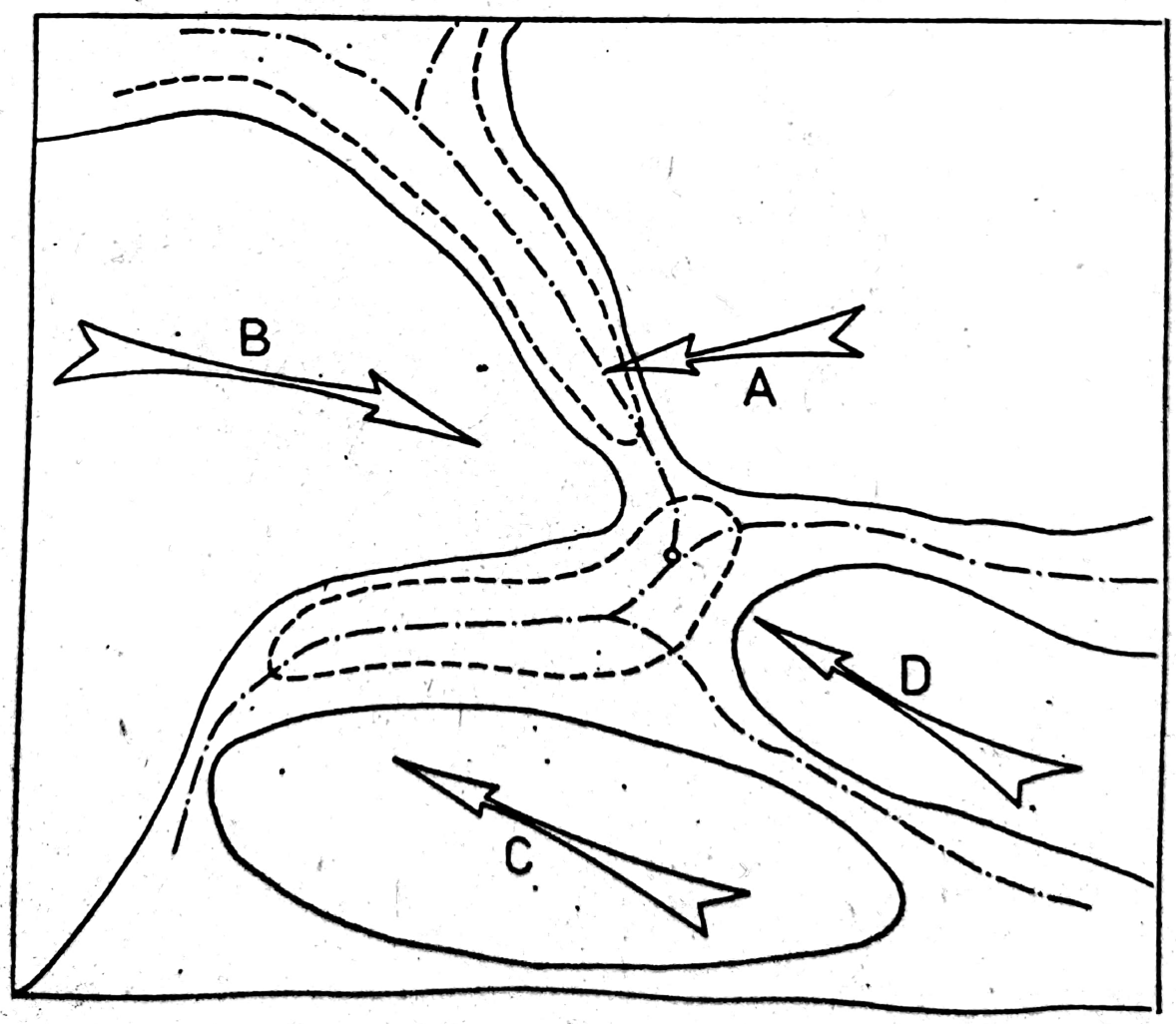


Fig. 81. Convergenţa plăcii eurasiatice şi a microplăcilor din sectorul carpatic spre curbura Carpaţilor.

Scanned with OKEN Scanner

mișcărilor seismice sînt plăcile A, și mai ales *D*, care se „grăbesc" să ajungă în astenosferă pe sub rădăcinile Carpaților. În tendința lor de subducție, pe planul de afundare (plan Benioff) se fac acumulări de energii tensionale, care, în mod periodic, se descarcă brusc.

Considerînd și seismicitatea de o amploare mai redusă în Subcarpații Munteniei orientale s-a ajuns la concluzia că aceasta „depinde în mică măsură de prezența unor focare în substratul lor și că este obligatoriu de admis că aproape întreaga energie elastică ce intră în joc în acest spațiu își are originea în focarele vrîncene adînci. În această situație, sistemul de fracturi adînci are rolul de vehiculare a energiei cinetice eliberată în focarele aparenete intermediare" (*M.Socolescu, Șt. Airinei, R. Ciocîrdel, M. Popescu*, 1975). Aceiași autori ajung la concluzia și mai clară că „seismicitatea din regiunea subcarpatică este direct dependentă de activitatea seismică subcrustală din zona epicentrală Vrancea, iar legătura dintre ambele manifestări fizice este realizată prin preluarea și transportul preferențial al energiei seismice pe sistemul de fracturi".

În lumina acestor interpretări, s-ar putea admite că o parte a energiei cinetice eliberată în focarul din Vrancea, la 4 martie 1977 să fi fost transportată pe planuri de falii în Depresiunea Loviște-Brezoi, unde a constituit un focar nou, efemer, care a afectat orașele Rîmnicul Vîlcea și Craiova, situate la sud, avînd legături prin fracturi crustale cu depresiunea amintită.

Noua raionare seismică a teritoriului țării, orientată după zona Vrancea, este dată în schița din fig. 82 (Decret 66/1977). Zonele seismice, după gradul de intensitate, au o desfășurare asimetrică în interiorul arcului carpatic, deoarece, față de focarele din Vrancea, rădăcinile Carpaților constituie ecrane seismice care frînează mult extinderea zguduirilor în teritoriul Transilvaniei.

Posibilități de prevedere a cutremurelor. Aceasta este marea întrebare pe care și-o pune întreaga omenire care își duce existența în regiuni seismice: o îngrijorare care preocupă atît pe nespecialiști, cît și pe specialiști, pe oamenii de știință, obișnuiți cu urmărirea, examinarea și interpretarea corectă a proceselor geofizice și geologice.

În măsura în care mijloacele de investigație se îmbunătățesc, se adună și unele elemente de gîndire și de apreciere a unor procese care pot da indicații asupra eventualelor

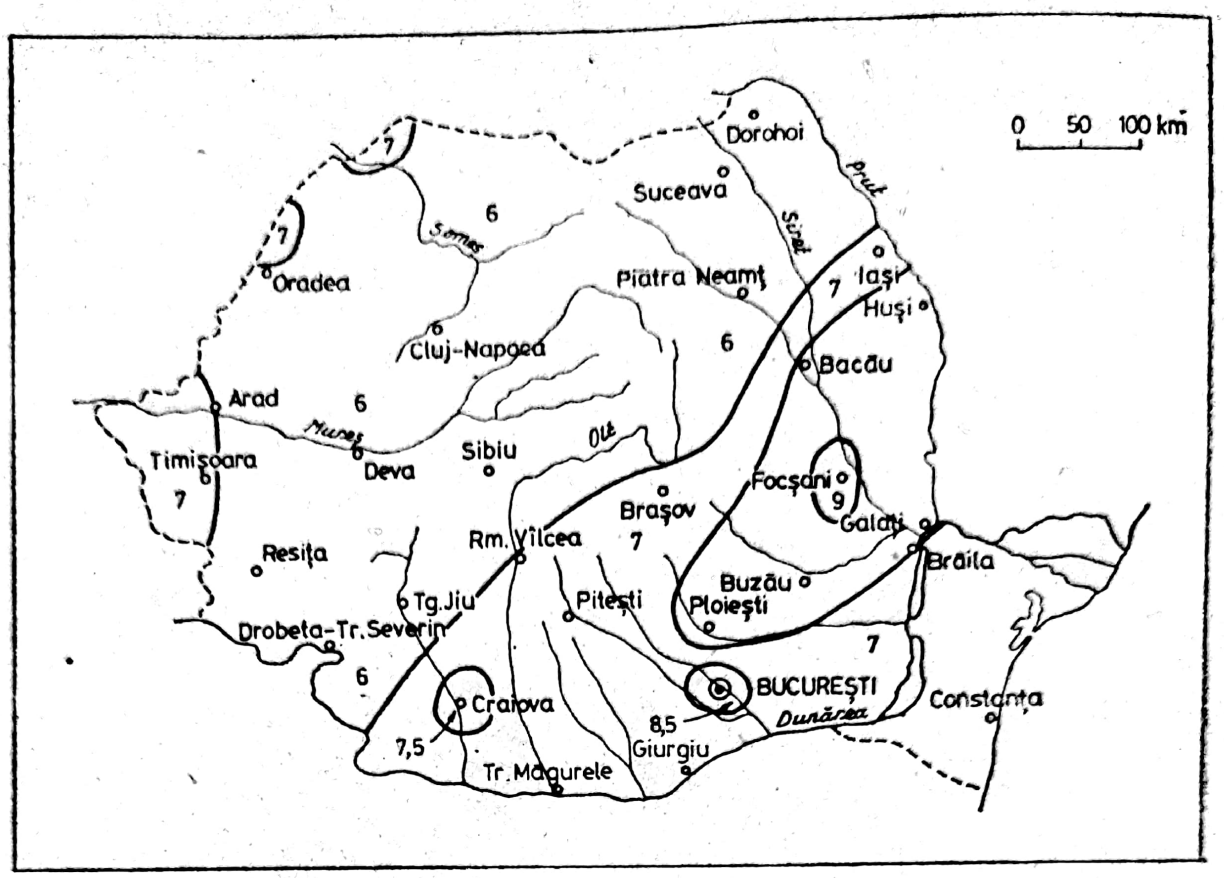


Fig. 82. Harta seismică a teritoriului României.

produceri de cutremure. Cu datele obținute pînă în prezent, omenirea este însă departe de a avea un avertisment pus la punct, care în timp corespunzător să o pună la adăpost privind pierderi de vieți omenești și de bunuri materiale prin cutremure. S-a încercat să se facă unele deducții prin *probabilități statistice*, plecînd de la frecvența microseismelor care au precedat macroseismele cu intensitate ridicată. Rezultatele sînt încă neconcludente.

Deformarea scoarței terestre în zonele de seisme intense a fost urmărită în Japonia și în S.U.A. Cutremurul de la Niigato, de magnitudinea 7,3, a fost precedat de o ridicare a solului cu 10 cm în 60 de ani. În jurul faliei San Andreas s-a constatat o ridicare a solului cu circa 4 cm/an, iar scoarța terestră a prezentat o ușoară înclinare spre est, cu 29 ore înainte de cutremurul din 1970. Au fost făcute măsurători geodezice cu aparate ultrasensibile folosind raze laser. În zona Skopje au fost înregistrate ridicări ale solului, cu valori de 1—5 mm/an, înainte de cutremurul din 1963.

Observațiile cercetătorilor japonezi la Matsushiro (1965—1967) au constatat ridicări ale scoarței, schimbări în micro-

activitatea seismică şi variaţii ale valorilor cîmpului geomagnetic.

Au fost efectuate şi cercetări privind susceptibilitatea magnetică (*Breiner*, 1966), care scade în direcţia zonelor de compresiune şi creşte în direcţia perpendiculară pe acestea. Perturbaţii ale cîmpului geomagnetic au fost constatate cu trei zile înaintea seismului produs pe falia San Andreas. Japonezii au făcut cercetări în legătură cu rezistivitatea electrică, prin variometre cu înregistrare continuă. Pe insula Hokkaido, în 16 mai 1968, cu două ore înainte de producerea unui seism, cu magnitudinea 7,5 s-au înregistrat modificări clare. Deci un avertisment. Un oarecare succes au obţinut cercetători americani şi ruşi, privind conductibilitatea electrică a rocilor care creşte proporţional cu porozitatea. Un astfel de rezultat este încă susceptibil de erori.

Se continuă cercetările în legătură cu raportul dintre viteza undei de presiune *P* (unda longitudinală) şi a undei de forfecare *S* (unda transversală) la trecerea prin o zonă fisurată de tipul Garm. Americanul *Yash Aggarwal* (de la Univ. Columbia) a obţinut variaţii în raportul V_p/V_s pînă la 13%. Seismul de la San Francisco din 1971, de magnitudine 6,4, a fost precedat, timp de 3,5 ani, cu o variaţie a acestui raport. Timpul şi valoarea variaţiei acestui raport s-au cercetat şi în lungimea faliilor faţă de care se produc seisme. Metoda dă rezultate numai în cazul unor contacte cu subducţie. Timpul este proporţional cu lungimea faliei.

Cu ajutorul unor oglinzi reflectoare plasate pe Lună, au fost constatate uşoare devieri ale axei terestre înainte de seisme foarte puternice.

Cercetătorii sovietici au instalat mai multe staţii seismice în cîteva regiuni bîntuite de cutremure. Una dintre aceste staţii a fost instalată la marginea oraşului Taşkent, pe malul drept al canalului Anhor. Au fost efectuate foraje pînă la 2 500 m. În puţul de sondă au fost introduse aparate pentru investigarea mai multor parametri. Au fost înregistrate impulsuri seismice şi chiar unde sonore, cu ajutorul unui geofon magnetic. Au fost studiate şi secţiuni microscopice orientate, pentru examinarea deformaţiilor plastice şi rupturilor pe care dinamica şi orientarea tensiunilor le poate determina în minerale şi roci. În aceeaşi regiune au fost

Scanned with OKEN Scanner

constatate şi concentraţii de radon, heliu, argon şi fluor, care, în perioada de pregătire a cutremurului, cresc de 4—12 ori faţă de concentraţia normală. Raportul izotopilor U234/U 238, în aceeaşi perioadă creşte de cinci ori în apele termale şi în cele din sistemul artezian natural. Se apreciază că astfel de procese sînt determinate de efectul radiaţiilor ultrasonore care provin din focarul cutremurului asupra rocilor. Cercetători iugoslavi au constatat că înaintea zguduirilor seismice se produce o creştere sensibilă a radioactivităţii apelor termale. Profesorul japonez R.Sugisaki (1978) a constatat că raporturile heliu/argon şi azot/argon din apele zonelor seismice au atins valori maxime cu cîteva săptămîni înainte de manifestarea a trei cutremure care s-au produs la vest de Tokio. Astfel de raporturi, măsurate prin metoda cromatografiei, de gaze, pot servi ca semne pentru prevederea şi întîmpinarea efectelor cutremurelor.

Un oarecare indiciu, înaintea apariţiei cutremurelor, este neliniştea pe care o prezintă animalele. Acest criteriu este subiectiv şi mai greu de luat în seamă în oraşe şi zone industriale.

Amplele cercetări mai ales din ţările afectate de cutremure au sporit varietatea investigaţiilor. Ţara noastră se situează printre cele din primele rînduri în ceea ce privesc aceste investigaţii atît ca efort pe plan naţional cît şi în colaborarea internaţională.

Se pune însă întrebarea dacă descoperind procesele care avertizează producerea iminentă a unui cutremur, se mai poate salva ceva afară de vieţi omeneşti? Mai rămîn bunuri materiale şi culturale, instalaţii industriale, unităţi economice şi comerciale care sînt tot bunuri muncite pentru viaţa oamenilor. Acestea nu se pot evacua în cazul cînd un semnal oarecare avertizează producerea unui cutremur după un scurt interval. Dar dacă avertismentul durează luni de zile! Apoi, ce ne facem cu falsa alarmă care îşi face drum şi fără alte avertismente.

Măsura cea mai bună este construirea de locuinţe corespunzătoare.

Ca să fie construcţii trainice trebuie să existe constructori buni — să posede o bună cunoaştere a materialelor naturale

Scanned with OKEN Scanner

cu care lucrează, o foarte bună cunoaştere a terenului (sol şi subsol) pe care construieşte. Şi construcţiile nu sînt numai locuinţele, ci şi halele industriale instalate pe structuri geologice variate, ca şi şoselele, podurile, porturile, viaductele, linii de transport electric de înaltă tensiune, tunele, metrouri, barajele etc.

În ceea ce ne priveşte, ţara noastră are specialişti care, prin efortul lor creator, concură la realizarea unor proiecte constructive îndrăzneţe, moderne, dar concepute sub normele stricte ale garantării rezistenţei lor şi din acest punct de vedere, cel al durabilităţii la mişcările seismice.

Scanned with OKEN Scanner

CAPITOLUL 7

DINAMICA EXTERNĂ. PROCESE ASOCIATE

Mişcarea materiei terestre în învelişurile exterioare se face sub acţiunea căldurii solare. Aceasta pune în mişcare învelişurile mobile de la exteriorul planetei care, la rîndul lor, îşi exercită capacitatea de eroziune asupra scoarţei terestre, de transport a materialului dislocat şi de depunere, atunci cînd capacitatea lor de transport se reduce şi apoi încetează total. În acest vast capitol se va examina dinamica atmosferei, a hidrosferei, a biosferei, precum şi acţiunea combinată a acestora în procesele de determinare a climei (climat, climatologie, meteorologie, cap. 8). Un corolar al efectului întregii dinamici asupra reliefului terestru va fi prezentat în legătură cu geomorfologia (relieful terestru, capitolul 9).

DINAMICA ATMOSFEREI

În capitolul 2 al acestei lucrări au fost analizate structura şi compoziţia atmosferei, ca înveliş terestru. În acest capitol va fi analizată acţiunea de roadere şi de nivelare a scoarţei terestre prin procese complexe fizice, chimice şi mecanice, care definesc şi caracterizează dinamica atmosferei. Unele procese se desfăşoară numai sub acţiunea aerului atmosferic, altele sub acţiunea atmosferei în asociaţie cu alţi factori sau agenţi externi.

Acţiunea fizică a atmosferei. La suprafaţa scoarţei terestre ajunge o cantitate variabilă de energie solară în care energia luminoasă are cea mai mare pondere. Sub acţiunea luminii se produc procese de încălzire a scoarţei terestre şi a păturii atmosferice de la contactul cu scoarţa. Curenţi ascendenţi ridică aerul încălzit iar în locul lui pă-

Scanned with OKEN Scanner

trunde aer mai rece: se produc curenţi aerieni, atît pe verticală cît şi în plan orizontal.

În procesul de încălzire a rocilor trebuie să ne referim la caracterul lor heterogen sub raportul compoziţiei mineralogice şi la gradul lor de compactitate. Variaţia de temperatură produce o dilatare inegală a mineralelor, acestea avînd un coeficient de dilatare diferit. Încălzirea şi revenirea ritmică la o temperatură iniţială, în cursul zilelor (24 ore) slăbeşte coeziunea rocilor. Gradul diferit de compactitate permite intrarea apei în pori şi fisuri, unde, în timpul iernii, îngheaţă. Temperatura din timpul zilei permite, în unele zile, dezgheţarea apei iar acest proces ritmic de îngheţ-dezgheţ duce, în cele din urmă, la cojirea (exfolierea) rocilor şi la desprinderea cojilor pe o anumită grosime. Roca se dezagregă şi deschide alte suprafeţe care vor fi afectate de acelaşi agent fizic. În circulaţia prin fisuri, apa şi aerul produc, paralel cu dezagregarea fizică, şi un proces de alterare chimică.

Părţile dezagregate din masa stîncilor cad la picioarele lor unde alcătuiesc depuneri de material colţuros, aşezat haotic, lipsit de apă, depozit mobil numit *grohotiş*, care se întîlneşte la partea de jos a masivelor sărace în vegetaţie (Piatra Craiului, Bucegi, Retezat, Parîng, Munţii Făgăraşului, Rarău, Harghita, Codru-Moma, Trascău etc. etc). Din precipitaţiile atmosferice, apa, ajunsă în porii rocilor, produce desprinderi prin presiunea rezultată ca urmare a creşterii volumului apei îngheţate sau a unor soluţii concentrate. S-a dovedit că un litru de apă îngheţată în fisurile unui metru cub de rocă produce un lucru mecanic de 36000 kgm. În regiunile aride, apa pătrunsă în fisurile rocii dizolvă unele minerale cu care vine în contact şi dă soluţii concentrate. Prin evaporarea apei, în fisuri rămîne un precipitat care adesea îşi măreşte volumul prin cristalizare. Mărirea de volum duce la presiuni care produc despicarea sau desprinderea rocilor.

Gradul de alterare fizică este în funcţie de intensitatea insolaţiei. Aceasta depinde de durata de insolaţie şi de unghiul de incidenţă a razelor solare, de gradul de acoperire a terenului cu vegetaţie sau de absenţa acestui înveliş. În deşerturi, în timpul zilei, temperatura se ridică pînă la 70°C iar în timpul nopţii scade sub zero, uneori depăşind —5°C. Lipsa vegetaţiei face ca terenul să fie expus insolaţiei în tot timpul zilei, în lungi perioade de timp, ceea ce contribuie la intensifi-

Scanned with OKEN Scanner

carea procesului de alterare şi la reducerea dimensiunilor fragmentelor desprinse.

În afara dezagregării prin variaţia de temperatură, la acest proces pot contribui şi *descărcările electrice* din atmosferă (trăsnetul). Acestea produc crăpături radiare în jurul punctului în care s-a făcut descărcarea. Roca este parţial topită apoi solidificată, dînd un material sticlos, *fulguritele.* Descărcările în roci mobile (nisip) produc fulgurite de formă tubulară.

Acţiunea chimică a atmosferei se produce în acelaşi timp cu dezagregarea fizică. Este un proces de dezagregare chimică sub acţiunea componenţilor atmosferici (oxigen, bioxid de carbon, azot, vapori de apă) la care se adaugă capacitatea de alterare a unor produşi rezultaţi din chiar aceste procese, cum şi produşi chimici rezultaţi din activitatea vieţuitoarelor, adică produşi biochimici. Sînt supuse alterării chimice toate categoriile de roci cunoscute.

Procesele de oxidare afectează în mod direct anumite minerale, cum sînt sulfurile, pe care le transformă în sulfaţi, compuşi de regulă solubili, care sînt îndepărtaţi prin transport în soluţii. Oxidarea nu se manifestă numai prin încorporarea de oxigen într-un mineral oarecare, ci şi prin modificări în sarcina electrică a unor elemente: o trecere de la o sarcină inferioară la una superioară în cazul elementelor electropozitive; o trecere de la sarcină superioară la una inferioară în cazul elementelor electronegative.

Opus oxidării este *reducerea* care se face în mediul lipsit de oxigen. În cazul alteraţiei chimice la care ne referim aici, reducerea afectează partea afînată a rocilor, care este îmbibată cu apă. În limitele de oscilaţie ale nivelului apelor din depozitele afînate, se produc procese alternative de oxidare-reducere, cu o suită de procese chimice şi termochimice din care materia rezultată va fi solubilizată şi dispersată, eventual concentrată sub formă de concreţiuni. Elementul cel mai mult supus oxido-reducerii este fierul, care, extras din mineralele primare, apare sub forma de Fe^{3+}, în oxizi care colorează depozitul în galben pînă la roşu şi sub forma de Fe^{2+}, în oxizi care dau culori de nuanţă verzuie-albăstruie. În regiuni aride, nisipul şi chiar solurile au o coloraţie roşietică din cauza oxizilor de fier.

Procesele de oxidare se manifestă şi asupra substanţei organice, rezultînd R-COOH (acizi organici), şi asupra sub-

Scanned with OKEN Scanner

stanţelor proteice, cînd, după amonificare, prin oxidare, se trece la compuşi ai acizilor azotos şi azotic.

Prin fixarea bioxidului de carbon unele substanţe se *carbonatează* iar altele se transformă în bicarbonaţi solubili. Prin aceasta, bioxidul de carbon contribuie la dezagregarea rocilor. Oxidul de calciu (CaO) rezultat din descompunerea silicaţilor, în prima fază de carbonatare formează carbonat de calciu, iar în a doua fază, în reacţie tot cu CO_2 şi H_2O, formează bicarbonat de calciu, solubil

$$CaO + CO_2 + H_2O \rightarrow CaCO_3 + H_2O \qquad (I)$$

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightarrow Ca(CO_3H)_2 \qquad (II)$$

Interesante procese de alterare chimică înlesneşte apa care *disolvă* substanţele solubile şi chiar şi pe cele mai greu solubile.

Un proces larg răspîndit este cel de *hidratare*, de încorporare a apei într-un mineral oarecare. Cînd procesul se desfăşoară numai la suprafaţa mineralului are loc o reţinere electrostatică a moleculei de apă (hidratarea fizică). Cînd apa este reţinută şi chimic, la suprafaţa şi în lungul fisurilor zeoliţilor se produce o reţinere a apei ca *apă zeolitică*. *Hidratarea chimică* se produce numai cînd apa pătrunde în reţeaua cristalină, sub formă de OH, ca *apă de constituţie*, sau sub formă de nH_2O, ca *apă de cristalizare*.

Procesul invers hidratării este *deshidratarea*, care se produce la trecerea coloizilor de la forma de gel la minerale cristalizate. Între produşii rezultaţi prin disolvarea calcarelor se află şi gelul calcaros, care, prin pierderea apei, sub forma OH, trece în vaterit (sistemul hexagonal). Vateritul trece în aragonit (sistemul rombic) şi acesta în calcit (sistemul trigonal), calcitul fiind forma cu reţeaua cristalină cea mai stabilă pentru carbonatul de calciu ($CaCO_3$).

Apa, prin procese de *hidroliză*, desface unele minerale complexe, cum sînt silicaţii, în compuşi mai simpli. Ortoza, un silicat mai simplu, prin intervenţia apei, se transformă în caolinit, bioxid de siliciu (cuarţ), şi hidroxid de potasiu.

$$\underset{\text{ortoza}}{2\,SI_3AlO_8K} + 3\,H_2O \rightarrow 4\,SiO_2 + \underset{\text{caolinit}}{Si_2O_5Al_2(OH)_4} + 2\,KOH$$

În prima fază a fost eliberat potasiul sub forma de K_2O, care în combinaţie cu apa formează hidroxid de potasiu.

Scanned with OKEN Scanner

Acesta produce o reacţie alcalină favorabilă dizolvării şi levigării (spălării) unei părţi din SiO_2. Deci în prima fază se produce desilicifiere şi dezalcalizare, iar în a doua fază se produce o desfacere completă a mineralului iniţial în SiO_2, Al_2O_3, cum şi în alţi oxizi, în cazul unor silicaţi mai complecşi (Na_2O, CaO, Fe_2O_3).

Dizolvarea este un proces în care apa are un rol mare în circulaţia materiei de la suprafaţa scoarţei terestre, mai ales cînd acesteia i se asociază hidratarea şi hidroliza, însoţite şi de procese de oxidare şi de reducere, în condiţii corespunzătoare de *p*H (coeficient ionic, de acido-bazicitate) şi de *r*H (coeficient electronic, de oxido-reducere).

În procesele de dizolvare apare şi coeficientul de solubilitate al mineralelor, din care rezultă viteza de dizolvare. Apa se prezintă sub formă de dipoli şi sub această formă intră în reţeaua cristalină, unde înconjoară particulele materiale ale reţelei pe care le smulge, trecîndu-le în soluţie, în care se formează, apoi, curenţi de difuziune. Aceşti curenţi îndepărtează particulele extrase şi, prin aceasta, contribuie la omogenizarea soluţiei.

Scoarţa de alterare. Fenomenele de alterare se manifestă la suprafaţa scoarţei terestre cît şi pe o anumită grosime a ei în lungul fracturilor, faliilor, fisurilor şi a porilor din roci. Cu cît o rocă este mai fisurată, cu atît gradul de alterare este mai avansat. Grosimea scoarţei afectate de alterare formează *scoarţa de alterare*, sediul unor intense transformări prin care mineralele formate anterior, în alte condiţii termodinamice, se readaptează noilor condiţii în care principalele fenomene ce le influenţează sînt cele descrise, sumar, anterior. Cînd produşii alterării (fizice şi chimice) rămîn pe loc şi nu sînt transportaţi ei formează un depozit alterat *rezidual*, *eluvial*. Exemple de acest fel îl constituie depozitele reziduale de oxizi de aluminiu care, în concentraţii ridicate, formează acumulări cu valoare economică-industrială (lentilele de bauxit din Munţii Pădurea Craiului). Cînd materialul dezagregat a fost transportat în altă parte şi depus de agenţii de transport, se formează un depozit alterat de *acumulare*.

Scoarţa de alterare reziduală conţine un detritus *eluvial* (netransportat) format din: fragmente grosiere de roci şi minerale; fragmente mărunte de roci şi minerale; particule şi cruste de carbonat de calciu depuse la suprafaţa fragmentelor de roci; minerale argilitice (caolinit); oxizi de fier, de aluminiu, de mangan.

Scanned with OKEN Scanner

În scoarţa de alterare acumulativă se găsesc fragmente mărunte de rocă, amestecate cu cuarţ, feldspaţi, mice, argile, carbonat de calciu, de cloruri şi sulfaţi de: Na, Ca, Mg (în zone aride).

Rocile calcaroase, prin disolvare, în regiunile umede, lasă un reziduu de argile feruginoase. Acesta rămîne pe loc după dizolvarea şi levigarea bicarbonatului de calciu. Depozitul argilos este bogat în oxizi de fier şi de aluminiu, are culoarea roşietică şi se numeşte *terra-rossa*. Cînd din astfel de depozite se îndepărtează, pe cale naturală, oxizii de fier, se produce o îmbogăţire, pe loc, în oxizi de aluminiu. Este un proces de *bauxitizare*.

Procesele de alterare fizică şi chimică de la suprafaţa scoarţei de alterare duc la formarea unui complex de compuşi minerali, cu: minerale primare nealterate; minerale fine de neoformaţie (argile, oxizi, hidroxizi etc.), care apar: în stare solidă, sub formă de micele coloidale şi compuşi dizolvaţi.

Solificarea este un complex de procese de alterare la care este supusă pătura superficială a scoarţei terestre, şi care are ca rezultat *formarea solurilor* (pedogeneza).

În alcătuirea unui sol intră şi fragmente de rocă din care provine solul respectiv. Este aşa numita fracţiune de *sol-schelet*, în amestec cu particule fine (pînă la praf şi coloizi) rezultate din aceeaşi sursă. În sol se află, de asemenea, *minerale de neoformaţie* sau *autigene*, care au rezultat în urma unei intense alterări chimice. Numai cu această structură, pur minerală, depozitul de suprafaţă nu ar putea reţine apa şi nu ar putea asigura capilaritatea, o necesitate de mare importanţă în funcţionarea solurilor. Este necesar ca un astfel de depozit rezidual să reţină apa, ceea ce rezultă numai după aşa-numita *structurare* a depozitului. Structurarea se face prin participarea substanţelor organice care compun *humusul*, iar dinamica ulterioară a humusului va fi asigurată prin participarea organismelor şi mai ales a microorganismelor din sol. Humusul se dispune la suprafaţa particulelor minerale microscopice şi coloidale, alcătuind un complex organic adsorbtiv, cu rol hotărîtor în funcţionarea solului. Humusul intervine în formarea agregatelor de sol, şi în schimbul ionic dintre soluţia de sol şi organele vegetale de nutriţie minerală. Formarea agregatelor de sol a creat şi îmbinarea lor spaţială, astfel ca în grosimea solului să se formeze *spaţiile capilare* (în interiorul agregatelor) şi *spaţiile mari necapilare*,

Scanned with OKEN Scanner

în afara agregatelor de sol, prin care se face circulația descendentă a apei gravitaționale.

Solificarea este foarte mult influențată de climat și de caracteristicile vegetației care introduc în sol influența lor biopedoclimatică. Alterația sub un climat tropical, după cantitatea precipitațiilor, este de climat cald și umed și de climat arid. Solul regiunilor cu climat cald și umed este *de tip lateritic* și are culori de nuanțe roșcate. Sînt soluri poroase, mai sărace în humus, deși formarea humusului se face într-un mod abundent. În grosimea solurilor supuse unei active circulații a apei au loc intense procese geochimice și biochimice care duc la produși minerali, organo-minerali și organici solubili.

În zonele cu climat arid, din cauza temperaturii aerului care urcă pînă la 70—80°C, se produce o evaporație intensă a apei. Vegetația este foarte săracă. Prezența humusului în sol este redusă. Se formează categoria de soluri numite *seroziomuri*, bogate în $CaCO_3$, $CaSO_4$, $MgSO_4$, $NaCl$, Na_2SO_4. Prin capilaritate, compușii solubili din sol ajung la suprafață unde formează cruste de minerale (eflorescențe).

Alterația în climatul temperat, în linii mari, este de tip mediteranian și de stepă. Regiunile mediteraneene fac trecerea de la climatul tropical la cel de stepă. Solul are condiții de umiditate și temperatură favorabile dezvoltării unei vegetații bogate și pentru producerea proceselor de solificare. În grosimea solurilor apar hidroxizi de fier care imprimă caracterul de *terra-rossa* și nuanțele galben-roșcate. În zona de stepă, în timpul verii, domină o climă caldă și uscată. Ploile din primăvară și toamnă, zăpezile iernii asigură o umiditate variabilă. Solurile *cernoziomice* și cernoziomurile au culoare închisă. Sînt soluri foarte productive. Cernoziomurile și solurile cernoziomice degradate necesită îmbunătățiri. Tot în zonele temperate se află solurile de *tip silvestru*, adesea supuse unei scăderi a elementelor fertilității *(podzolurile* din zonele de dealuri, podișuri).

În climatul rece, solificarea este frînată: apar *solurile de tundră*, sărace în humus, supuse unui climat umed și rece. Precipitațiile abundente spală substanțele hrănitoare. În spre nord, solul și subsolul pe adîncime variabilă sînt înghețate în cea mai mare parte a anului (permafrost). În astfel de climat sînt create condițiile unui repaus geochimic de suprafață. Prin alterarea fizică se produce dezagregarea rocilor și formarea unor *depozite de sol-schelet*.

Scanned with OKEN Scanner

Acţiunea mecanică a atmosferei. Acţiunea mecanică a atmosferei este îndeplinită de către vînt. Intensitatea acestei acţiuni depinde de viteza vîntului şi de durata acestuia. *Beaufort* a elaborat o scară a intensităţii vînturilor, în funcţie de viteză şi de efectele pe care le produce, scară pe care o redăm în tabelul 5.

Tabelul 5

SCARA INTENSITĂŢII VÎNTURILOR
(cu suplimentări) (după Beaufort)

Gradul de intensitate	Viteza		Denumirea	Efectele
	m/s	km/h		
I	1,7	6,1	boare (suflu slab)	
II	3,1	11,1	adiere	
III	4,8	17,2	vînt slab	mişcă frunzele copacilor
IV	6,7	24,12	vînt moderat	mişcă crengile subţiri
V	8,8	31,68	vînt puternic	îndoaie crengile mari
VI	10	36	vînt foarte puternic	îndoaie arborii subţiri
VII	12—15	43—54	furtună	îndoaie chiar şi arborii mari
VIII	15,4	55	furtună foarte mare	îndoaie arborii mari
IX	18	64,8	viscol	rupe copaciisubţiri
X	21	75,6	viscol puternic	rupe copacii mari
XI	25	90	uragan	smulge şi acoperişurile caselor
XII	peste 25		ciclon	produce dezastre

Acţiunea mecanică a atmosferei se manifestă prin: *deflaţie şi transport; coraziune; sedimentare*, procese care se petrec simultan şi numai sub bătaia vîntului.

Scanned with OKEN Scanner

Procesul de ridicare și îndepărtare, prin vînt, a materialului mobil rezultat din dezagregarea scoarței terestre se numește *deflație*. Este un proces de dezgolire a unui relief terestru expus dezagregării și acoperirii cu material fragmentat, de diferite mărimi. Proporțional cu intensitatea vîntului, materialul ridicat de vînt are mărimi corespunzătoare nisipului și prafului. Tot proporțional cu viteza vîntului trebuie considerată și distanța pînă unde este transportat și depus un astfel de material. Deflația este mai puternică în regiunile mai puțin acoperite și se poate produce atît în relief accidentat cît și în zonele de cîmpie, în deșerturi, în zonele aride cu vegetație săracă. Adesea, vîntul ridică și transportă cantități enorme de nisip și praf, formînd *nori de nisip*. Un nor de nisip a trecut, în 14 august 1977, deasupra capitalei Mauritaniei. Norul a avut lățimea de circa 15 km și grosimea de 400 m. A durat trei minute în care s-a produs un întuneric ca în timpul nopții. Norul a fost îndepărtat de un vînt care avea viteza de 50 km/oră. O furtună de praf s-a abătut, în iunie 1975, asupra capitalei Indiei, antrenată de un vînt care avea viteza de circa 200 km/oră. Furtuna a fost urmată de ploi torențiale. Asemenea procese se produc în mod frecvent în zonele tropicale. Intensitatea maximă a deflației se cunoaște în regiunile de deșert, unde transportul fragmentelor se face prin împingere și rostogolire (fragmente nisipoase, cu diametrul de 1,5—2 mm) sau sub formă de suspensii aeriene (praful, cu diametrul pînă la 1,0 mm).

Dacă în marea întindere a Saharei, nisipul este transportat numai pe suprafața și la marginile acesteia, praful ridicat de pe acest pustiu ajunge pînă în centrul Europei și în arhipelagul Canare. În aceste insule, a fost transportată prin vînt, în 1863, cantitatea de 3 944 000 m³ de praf din Sahara, iar în 1901, furtunile de nisip au adus din Sahara în Europa 700 000 m³ de praf.

Nisipul antrenat în deflație constituie un mijloc de eroziune a reliefului. Raportîndu-ne la comportarea mecanică a aerului încărcat cu nisip și praf, antrenat în mișcare prin vînt, îl putem considera un mecanism fluid sau chiar solid, o „pilă“ cu mare efect de roadere a scoarței. Antrenat prin vînt, nisipul și praful lovesc în relieful pozitiv al scoarței pe care îl rod și pe urmă îl lustruiesc (cu ajutorul prafului). Acest proces se numește *coraziune*. Intensitatea coraziunii depinde de viteza vîntului, de mărimea suspensiilor, de na-

Scanned with OKEN Scanner

tura rocii supuse eroziunii şi de unghiul cu care roca este atinsă de acele suspensii. În general, într-o rocă sau într-un pachet de roci vor rezista mai bine părţile mai dure, care se vor păstra şi vor rămînea în relief la suprafaţa rocii sau a unui pachet de roci.

Sedimentarea eoliană începe cînd slăbeşte sau se epuizează puterea de transport a vîntului. Aerul în mişcare antrenează particule de mărimea nisipului în direcţia în spre care se menţine „bătaia" vîntului. Cînd, în mişcarea lui, nisipul întîlneşte un obstacol (pietre, plante, mici ridicături de teren), se produce o acumulare a nisipului sub forma unui val asimetric, val mişcător numit *dună* (fig. 83). Duna are o structură asimetrică, cu un flanc mai întins şi înclinare mai mică (4—15°) spre partea din care bate vîntul; cu un flanc mai scurt şi mai înclinat (30—35°) spre partea înspre care se mişcă duna. Procesul de formare a dunelor nu este continuu, după cum nu este constantă nici direcţia de acţiune a vîntului. Adesea, dunele au forme variate, sinuoase, pînă la cea de potcoavă (barhane).

Deplasarea dunelor este un proces legic, dată fiind componenţa lor din material mobil. Iuţeala de deplasare este în funcţie de intensitatea vîntului, de relief, de obstacolele care se pot ivi în direcţia lor de mişcare. Se deplasează mai uşor dunele mici. În deplasarea lor, dunele pot periclita aşezări omeneşti, terenuri de cultură, căi de comunicaţie. După un timp variabil, terenurile care au fost invadate de dune pot fi recuperate, bineînţeles cu stricăciunile pe care le-au suferit.

Cel mai frecvent dunele se formează în deşerturi (Sahara, Kalahari, Gobi, R.S.S. Turkmenă, Asia Centrală. Cele din R.P. Chineză, Arabia, Australia, Patagonia ş.a.). Deşerturile acoperă suprafeţe de zeci de milioane km² şi, din nenorocire, astfel de suprafeţe sînt în creştere. Înaintarea deşerturilor peste terenurile cultivate şi peste cele de semideşert se face pe adîncimi de 5—50 km anual.

Fig. 83. Stratificaţia primară a dunelor.

Scanned with OKEN Scanner

În afara dunelor de deşert mai sînt cunoscute şi dunele marine, dispuse paralel cu ţărmul şi dune fluviale, în luncile rîurilor. Acestea din urmă sînt orientate cu axa perpendiculară pe direcţia de curgere a apei.

Părţile mai fine cum sînt nisipul, praful grosier şi praful fin, transportate ca suspensii, sînt depuse în regiuni în care încetează acţiunea vîntului şi unde formează o pătură de grosimi variabile, uneori de zeci şi chiar sute de metri, numite *loess*. Loessul este o rocă poroasă de culoare gălbuie, constituită din minerale argiloase, cuarţ, praf calcaros ş.a. Este un depozit permeabil, la baza căruia se pot forma şi, de regulă, apar strate freatice din care se extrage apa necesară consumului.

În structura loessului apar unele canalicule care reprezintă goluri lăsate de ierburile peste care s-au depus suspensiile subaeriene. Această constatare a dus la ipoteza că loessul s-a format din praful adus de vînt din zone învecinate şi depus peste vegetaţia de cîmpie, vegetaţie de stepă. În prezent, depuneri de praf şi procese de formare a loessului se constată în Asia Centrală, în Gobi, în unele regiuni din R.P. Chineză etc. În Europa, regiuni bogate în loess sînt în Ucraina şi în ţara noastră, loessul fiind roca mamă din care s-au format solurile cernoziomice. Loessul a provenit din materialul fin acumulat în zona de topire a foştilor gheţari cuaternari, de unde acest material a fost ridicat de vînt, transportat şi depus peste zonele de stepă.

Relieful eolian. Prin deflaţie şi coraziune rămîn în relief anumite forme, denumite *mărturii*, de regulă în aria reliefului înalt sau mijlociu. Printre acestea se află *ciupercile eoliene* (sfinx, babele, ţurţudaie) care s-au format în zona de creastă unde formaţiunile moi de la baza unor stînci au fost roase mai mult iar formaţiunile mai rezistente, de deasupra, au rămas mai puţin atacate şi ele acoperă pe cele de la bază (Bucegi). Forme, tot pozitive ale reliefului eolian sînt *sferele eoliene*, care sînt concreţiuni grezoase sau nisipoase cimentate prin carbonat de calciu, rămase în relief după îndepărtarea nisipului. În ţara noastră astfel de concreţiuni se cunosc în Dealul Feleac, între Turda şi Cluj-Napoca.

Prin procese de dezagregare şi eroziune într-un relief format din roci mai dure (granite, gnaise, andezite, conglomerate, gresii, calcare), în cadrul unui relief secundar, ruiniform, apar *stîlpi eolieni*, *ace* sau *ziduri eoliene*, de diferite

Scanned with OKEN Scanner

înălţimi. În regiuni de deşert, în care se găsesc şi roci argiloase, apar unele scobituri, de forma unor şanţuri paralele, dispuse în direcţia vîntului, numite *iardanguri*, des întîlnite în Turkmenia.

Dunele formează un relief instabil, de forma unor îngrămădiri de nisip rezultat din dezagregarea şi transportul materialului peste întinderi variabile. Adesea, în zonele de pustiu, apare şi un relief stîncos, cel al *hamadelor* care sînt resturi mai rezistente ale subsolului. În jurul acestora sînt dispuse blocuri de diferite mărimi, în curs de dezagregare fizică. Astfel de regiuni oferă aspectul ruiniform al unui relief primar, anterior.

DINAMICA HIDROSFEREI

Hidrosfera constituie învelişul alcătuit din apă, sub cele trei stări fizice (gazoasă, lichidă şi solidă), cu o dezvoltare şi întindere aproape continuă la exteriorul litosferei. Pătrunde şi în scoarţa de alterare a litosferei, cum şi în compoziţia atmosferei (0,004% = 54 800 km³). De regulă, este acumulată în marile depresiuni ale scoarţei terestre, sub forma de oceane şi mări. (Oceanul Planetar), care conţin 97—98% din totalul apei terestre. Apa continentală sau apa dulce reprezintă numai un mic procent, din care circa 77% se găseşte în stare solidă, sub formă de zăpezi şi gheaţă la cei doi poli şi îndeosebi din Antarctica. În calotele de gheaţă se află 35 milioane km³ apă (27 mil. km³ după cercetători sovietici). De altfel estimările care se fac în raport cu distribuţia procentuală a apei în gheţari, ape curgătoare, lacuri dulci, în atmosferă (ca echivalent de apă lichidă) şi în grosimea scoarţei, ca apă subterană, diferă de la un cercetător la altul. În ce priveşte cantitatea de apă echivalentă în umiditatea atmosferică, se dau cifre care variază de la 13 700 km³ la 50 milioane km³, ultima cifră neavînd un suport real. Apele curgătoare şi cele din lacuri, după unele date, s-ar ridica la un volum de 751. 000 km³. După alte date, apele curgătoare ar reprezenta 0,001% din totalul apelor terestre, adică 13 700 km³, ceea ce pare prea puţin.

Dintre toţi agenţii externi, apa are rolul cel mai important în modificarea litosferei. Prin capacitatea ei de eroziune, dizolvare, transport şi sedimentare, apa are maximum de efect în *denudarea* şi *peneplenizarea* scoarţei terestre, adică

Scanned with OKEN Scanner

rol în distrugerea reliefului înalt şi colmatarea zonelor depresionare. La suprafaţa planetei noastre, apa se află într-un circuit permanent, sub influenţa căldurii solare. Sursa de alimentare a apei ce cade pe suprafaţa terestră este umiditatea atmosferică. Aceasta, la rîndul ei, este refăcută prin procese de evaporare a apei de pe suprafaţa oceanelor şi a uscatului terestru.

Precipitaţiile în unele regiuni tropical-ecuatoriale sînt abundente. Plouă zilnic. În regiunea Assam şi în partea de sud a Munţilor Himalaya stratul anual de apă atinge grosimea de 12 m. În schimb, în Sahara nu plouă cu anii. În jurul Mării Caspice cade aproximativ un strat de apă de 110—120 mm anual. În ţara noastră media precipitaţiilor este de 500—600 mm, maximă fiind în Poiana Ruscă şi în Munţii Codru unde depăşeşte 1 000 mm anual.

Apa căzută pe suprafaţa scoarţei (apa meteorică) se repartizează în: cota de scurgere; cota de evaporare; cota de infiltraţie. Raportul între aceste cote este variabil de la o regiune la alta, de la o formă de relief la alta, fiind influenţat de permeabilitatea rocilor şi de gradul de acoperire cu vegetale a terenului. În cele ce urmează, va fi examinată acţiunea dinamică a apei meteorice (rezultate din umiditatea atmosferică sub forma de ploaie) a apelor curgătoare, a gheţarilor, a apei din lacuri şi din oceane.

Distribuţia resurselor potenţiale de apă ale Terrei (după *Dr. Raymond L. Nace*, U.S. Geological Survey, 1964) este următoarea:

Apă de suprafaţă:
— lacuri cu apă dulce 125 000 km³ (0,009% din total);
— lacuri sărate şi mări interioare 104 000 km³ (0,008%);
— cantitate medie în rîuri şi fluvii 1 250 km³ (0,001 %)
Apă subsuperficială:
— în sol şi zona intermediară 67 000 km³ (0,005%)
— apă subterană pînă la 0,8 km adîncime, 4 200 000 km³ (0,31%)
— apă subterană de adîncime 4 200 000 km³ (0,31%);
Calote glaciare şi gheţari montani, 29 000 000 (2,15%)
Atmosferă, 13 000 km³ (0,001%)
Oceanul planetar, 1 322 000 000 km³ (97,2%)
Totaluri (rotunjite): 1 360 000 000 km³.

Apa meteorică ajunsă pe suprafaţa scoarţei terestre îşi exercită chiar de la început acţiunea ei mecanică, în-

Scanned with OKEN Scanner

deplinind rolul de îndepărtare a produşilor de dezagregare pe care îi transportă sub forma de suspensiuni solide în *apa de şiroire*. Este tot un proces de ablaţiune însă, de data aceasta, efectuată de către apă, nu de vînt ca în dinamica atmosferei. Procesul de ablaţiune intră în aceleaşi grupe de fenomene care duc la denudarea continuă a scoarţei terestre şi prin aceasta la nivelarea ei. Este în funcţie de dinamica ploilor, adică de mărimea picăturilor şi de durata ploilor, deci de cantitatea de apă căzută pe unitatea de suprafaţă, în funcţie de starea de agregare şi de compactitate a rocilor şi de gradul de înclinare al pantelor. Aceştia sînt factorii care definesc forţa vie a apelor meteorice şi puterea lor de denudaţie. În cazul terenurilor intrate în circuit agricol, procesele de ablaţiune sînt mult mai intense şi aceasta impune arături perpendiculare pe direcţia pantèi şi, pe cît este posibil, terasarea pantelor, pentru a reduce din forţa vie a apelor de şiroire.

Ablaţiunea prin apa rezultată din ploi se face sub forma unei pînze continue de apă sau sub forma unei reţele de firişoare sau şuvoaie subţiri, prin care apa dislocă şi transportă praful, coloizii şi fragmentele slab incorporate în sol. Apa de şiroire produce şănţuleţe cu adîncimea de 1—5 cm în sol. Şănţuleţele sînt colectate în mici *rigole*, cu adîncimea de 5—20 cm. Începînd cu această adîncime, se trece deja la faza de eroziune care afectează solul în grosimea lui, adesea şi subsolul pînă la adîncimi chiar de zeci de metri. Forme mai adînci de eroziune au rigolele propriu-zise, cu adîncimea pînă la 50 cm şi o lăţime de aproximativ aceeaşi valoare (50 cm). Urmează *ogaşele*, adînci de 0,5—3 m şi cu lăţimea pînă la 8 m. *Ravenele* pot avea adîncimi de 3—30 m, cu lăţimea de la 8 la 50 m. De regulă, au pereţii în trepte.

Cu aceste forme ale deflaţiei şi eroziunii se trece la modul de acţiune prin *torenţi* a apelor meteorice. Torenţii se alimentează din ploi temporare şi din topirea zăpezilor, prin formele de eroziune menţionate anterior. La un torent se deosebeşte: un bazin de recepţie a apei aduse prin ogaşe şi ravene; o regiune de transport sau torentul propriu-zis şi conul de dejecţie (fig. 84).

Conul de dejecţie se formează la partea de racord a versanţilor cu o zonă de podiş sau de cîmpie, unde capacitatea de transport a apei se reduce sau chiar încetează. Într-un con de dejecţie materialul este supus şi unei clasări mecanice, prin care blocurile sau fragmentele mari rămîn la gura toren-

Scanned with OKEN Scanner

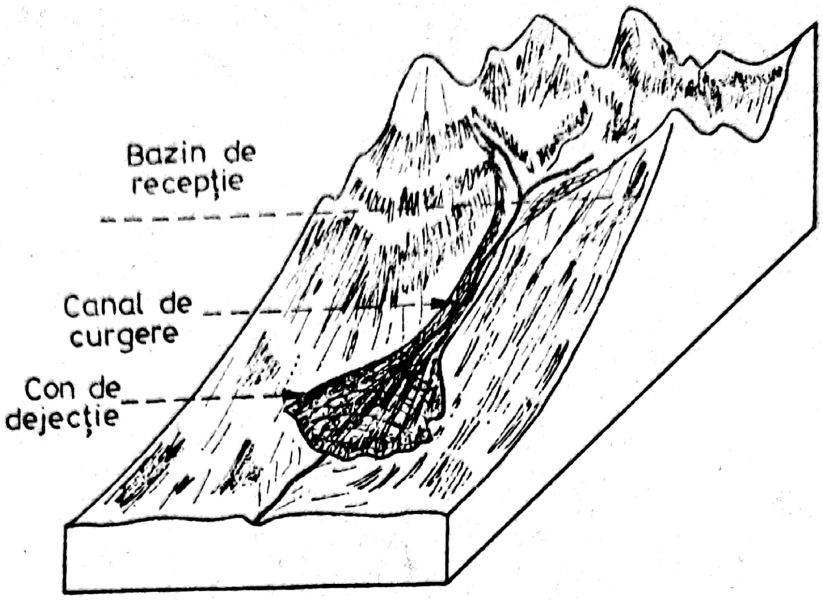


Fig. 84. Părţile unui torent.

tului, în timp ce fragmentele mai mărunte şi suspensiile fine vor fi depuse mai departe. Procesul de depunere în conul de dejecţie fiind în funcţie şi de intensitatea şi durata ploilor, structura conurilor este cu totul neregulată şi stratificaţia lor este de o formă diagonal încrucişată. Depozitele torenţiale se numesc şi *depozite proluviale.*

Torenţii pot provoca pagube prin depuneri de material steril, neproductiv, peste terenuri de cultură şi peste căi de comunicaţie, în afară de degradarea care se produce în versanţi. Căile de combatere a torenţilor sînt bine stabilite şi posibil de aplicat, fiind în acelaşi timp şi foarte necesare.

Spre deosebire de torenţi, care depun materialul transportat în conul de dejecţie (depozite proluviale), apele de şiroire depun fragmentele la baza pantelor, unde se amestecă cu fragmente desprinse şi antrenate prin efectul gravitaţiei. La baza pantelor se formează aşa numitele *depozite deluviale* care îmbracă într-un înveliş aproape continuu racordul de la versant la podiş sau la cîmpie.

Dinamica apelor curgătoare permanente. Acestea sînt ape continentale cu o curgere continuă (pîraie, rîuri, fluvii) care definesc reţeaua hidrografică a continentelor. Activitatea lor geologică se manifestă prin eroziune, transport şi sedimentare, de-a lungul unui curs în care mişcarea apei se face sub efectul gravitaţiei. Viteza de deplasare este dată de înclinarea reliefului şi a albiei. Pentru aceeaşi apă curgătoare, viteza este în funcţie de debit.

Scanned with OKEN Scanner

Eroziunea efectuată de apele curgătoare începe de la baza pantelor în care apele își stabilesc cursul sau *albia*, printr-un proces de eroziune verticală. La un rîu deosebim: un sector superior, cu caracter adesea torențial; un sector mijlociu, în care se face transportul materialului solid; un sector inferior, în care viteza apei scade și, la fel, puterea ei de transport, ceea ce determină depunerea materialului transportat. Cele trei sectoare nu au o poziție și limite stabile: în marile viituri acestea se mișcă înspre zonele de confluență și spre gurile de vărsare; în cazul debitelor mici, mișcarea este în spre izvoare.

În perioada de început, albia apelor curgătoare, în secțiune transversală, are forma literei „V" pe care o păstrează în tot timpul pînă la formarea unui *profil de echilibru*, cînd începe să producă și o eroziune laterală, profilul transversal al văii primind forma literei „U", larg deschisă, urmînd a fi colmatată, ulterior.

Apele curgătoare își mai stabilesc și un profil longitudinal de echilibru care leagă zona de izvor cu punctul de vărsare sau de bază (fig. 85). Nivelul de bază al eroziunii se află în partea cea mai joasă a reliefului, de unde începe eroziunea, care este regresivă și înaintează înspre zona superioară (de creștet sau de izvoare). Profilul longitudinal de echilibru, în faza lui definitivă, are forma dată de curba *a*—*d* și rîul trece de la faza de tinerețe la cea de maturitate. Eroziunea se va efectua mai mult lateral, continuîndu-se totuși și eroziunea verticală. Eroziunea prinde sectoare tot mai în-

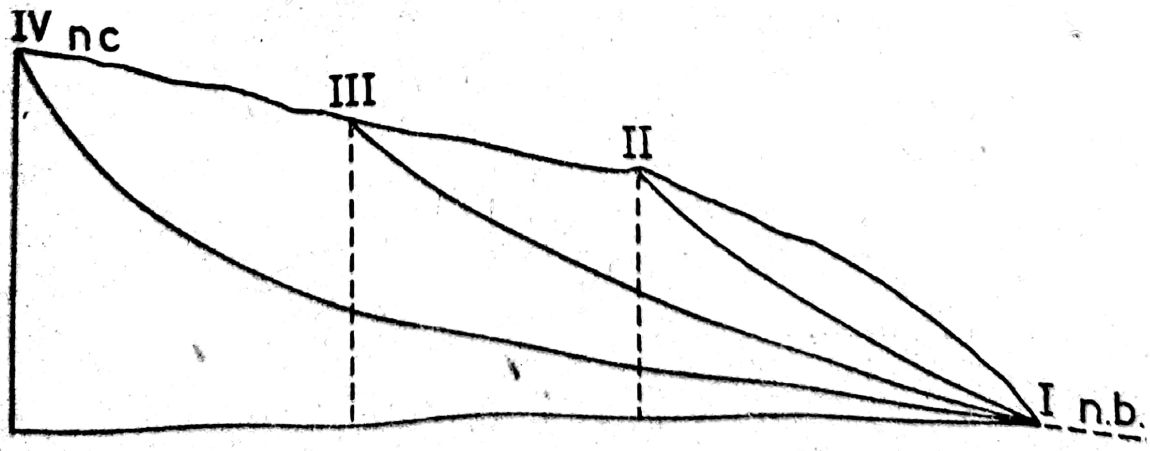


Fig. 85. Profil longitudinal de echilibru al unei ape curgătoare: n.b. — *nivel de bază (confluență, vărsare);* n.c. — *nivel de creștet;* I—IV — *diferite faze în evoluția profilului de echilibru.*

Scanned with OKEN Scanner

tinse din suprafaţa versanţilor, pe care îi va sculpta şi le va reduce din înălţime. În evoluţia viitoare, curba profilului de echilibru va fi cea dată de $a-d_1$, $a-d_2$, prin care se reduce înălţimea profilului în sectorul superior, iar aceasta are ca urmare încetinirea activităţii: rîul nu mai poate nici să disloce, nici să transporte materialul greu, cu care îşi umple însă albia în cursul inferior şi chiar în cel mijlociu. Rîul ajunge astfel la faza de bătrîneţe. Încetarea activităţii are loc cînd profilul longitudinal de echilibru este cuprins în planul nivelului de bază.

La procesul de eroziune a reliefului înalt participă reţeaua hidrografică locală, stabilită în versanţi. După formă, reţeaua de văi poate fi: dendritică *(1)*, rectangulară *(2)*, în gratii *(3)*, convergentă *(4)* (fig. 86). Faţă de poziţia pe versanţi opuşi, reţeaua poate fi: opusă *(1)*, alternativă *(2)* şi radiară *(3)* (fig. 87). În toate cazurile, relieful înalt este supus eroziunii şi distrugerii, avînd ca urmare reducerea diferenţelor de nivel între izvoare şi nivelul de bază. Cu această fază s-a ajuns la o *peneplenă*.

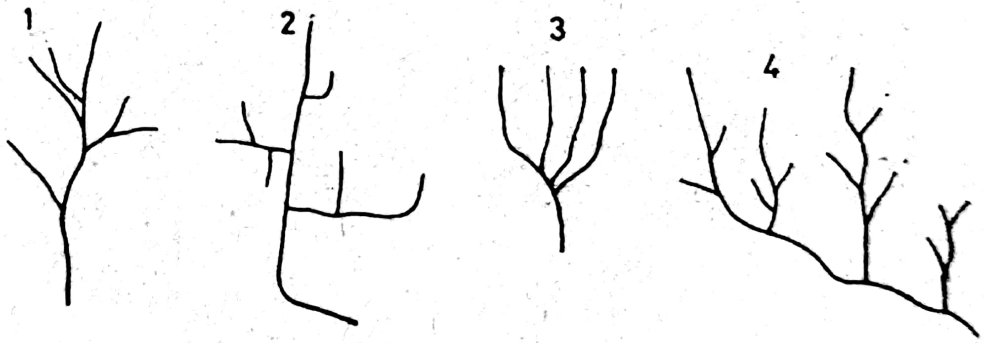


Fig. 86. Tipuri de reţele hidrografice.

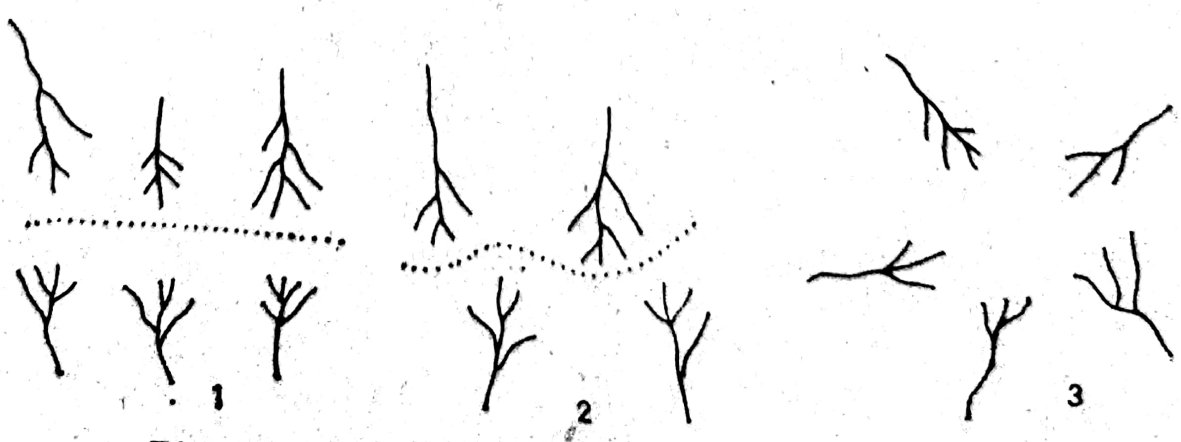


Fig. 87. Poziţii ale reţelei hidrografice în versanţi opuşi.

Scanned with OKEN Scanner

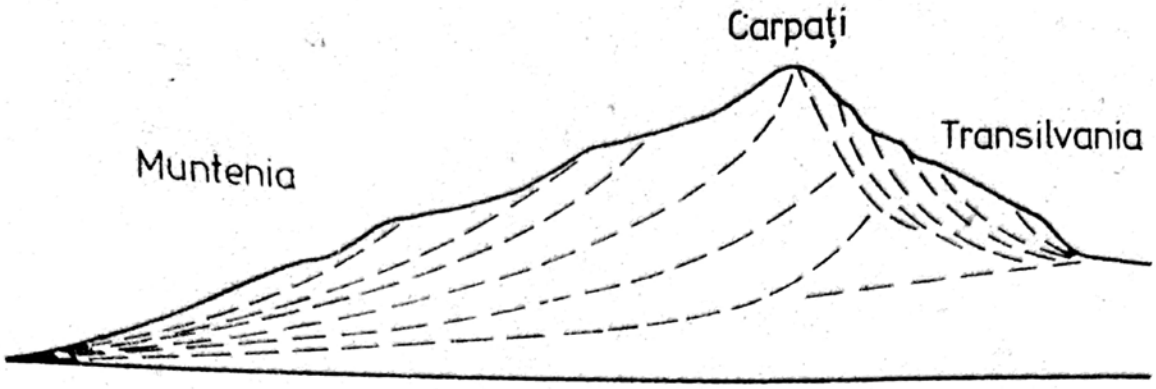


Fig. 88. Mecanismul captării în Carpații Meridionali.

Rețelele opuse și alternative duc la fenomene de captare a izvoarelor unui rîu de către altul, din versantul opus (fig. 88). Rețeaua care are nivelul de bază mai coborît dispune de o forță vie mai mare și își coboară nivelul de creștet, care trece în versantul opus, unde captează, unul după altul, izvoarele, pîraiele și rîurile. În cele din urmă, captează însuși cursul de apă principal al versantului opus. Astfel de captări se cunosc în multe sectoare ale cursurilor noastre de apă. Se admite că altădată Oltul nu traversa Carpații, ci apele lui se angajau într-o rețea hidrografică orientată în spre Mureș. Există însă o rețea hidrografică opusă (un alt rîu Olt) în versantul sudic al Carpaților, care avînd punctul de bază mai jos, deci forță vie mai mare, a putut capta unii afluenți ai Oltului din Transilvania, apoi i-a captat și cursul principal. Între multe exemple de captare este și cel al Dunării, la Cazane. Înainte de captare, din Carpații Banatului de sud curgea un rîu înspre V-NV, spre Marea Panonică și altul opus înspre Marea Pontică, cu nivelul de bază mai jos. Prin eroziune regresivă rîul din partea estică a captat în întregime pe cel din vest prin defileul Porțile de Fier—Cazane.

Cu cît un rîu este mai dezvoltat în lungime, cu atît străbate mai mult prin roci cu compoziție și compactitate diferite, ceea ce se va imprima atît în caracterul profilului transversal cît și în cel longitudinal. În curgerea peste roci moi și permeabile (nisipuri, loess, gresii nisipoase) are loc o infiltrare a apei, din care cauză eroziunea este lentă, valea are forma de „U“, cu maluri înalte care se surpă, vale care se lărgește. În regiunile alcătuite din roci mai moi, dar mai compacte, cum sînt argilele și marnele, are loc o mai intensă eroziune verticală, iar malurile în general se mențin. Forma văii este cea de „V“ deschis. În regiuni cu alcătuire petro-

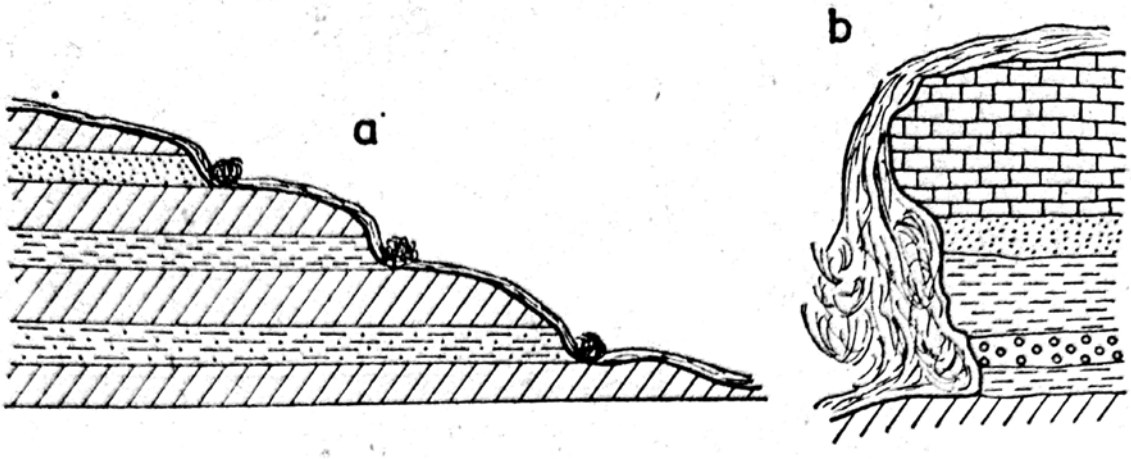


Fig. 89. Repeziş (a), *cascadă* (b).

grafică din strate mai moi, în alternanţe cu strate mai dure, apar unele discontinuităţi ale profilului de echilibru, prin aşa numitele *repezişuri* şi *cascade* (fig. 89). Cascada Iguaçu, formată pe un afluent al rîului Parana din America de Sud, are o înălţime de 190 m şi o lăţime de 1 500 m. Cascada Victoria, de pe fluviul Zambezi (sudul Africii), are o înălţime de 133 m şi o lăţime pînă la 1 600 m. Cascada Niagara are o înălţime de 50 m, cu cel mai mare volum de apă cunoscut. Dar cea mai înaltă cascadă este cea de la Angel în Venezuela (979 m). Din ţara noastră menţionăm cascadele Vînturişul în Bucegi, Beuşniţa de pe Valea Beiului (Reşiţa-Moldova Nouă), Ieduţul de pe Valea Iadului (Munţii Apuseni).

La traversarea prin roci compacte, apele sapă văi adînci, sub formă de defileuri sau sub formă de chei, văi cu pereţi drepţi, stîncoşi, adesea cu părţi din ei atîrnînd peste o parte a albiei. La trecerea prin defileuri, morfologia văii prezintă aspecte variate de: repezişuri, cascade, marmite şi chei. Măreţia acestui relief o dau cheile. Între acestea menţionăm pentru mărimea şi pitorescul lor Cheile Bicazului, Cheile Dîmbovicioarei, Cheile Cazane, Cheile Turzii, Cheile Vadul Crişului, Cheile Nerei, Cheile Zarandului (zona Băiţa-Crăciuneşti-Ormindea, jud. Hunedoara). Cele mai mari chei din lume le oferă Marele Canion din Colorado (S.U.A.), în lungime de 320 km şi înălţimea de 900—1 800 m.

Faţă de structura geologică prin care străbat, văile sînt: longitudinale cînd sînt paralele cu direcţia cutelor; diagonale sau oblice cînd secţionează cutele sub un unghi ascuţit; transversale cînd sînt perpendiculare pe axa cutelor.

Scanned with OKEN Scanner

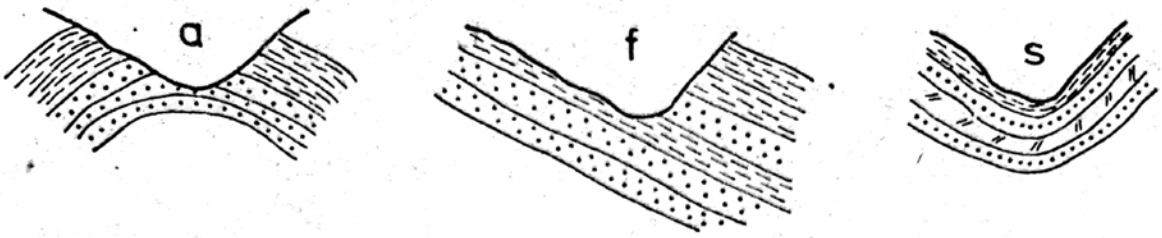


Fig. 90. Unele poziţii posibile ale văilor longitudinale. Secţiune transversală pe direcţia cutelor:
a — *vale formată pe un anticlinal;* f — *vale plasată pe un flanc de cută;* s — *vale plasată pe un sinclinal.*

Sub acest raport, văile longitudinale mai pot coincide cu partea sinclinală a cutelor (văi sinclinale) sau cu şarniera anticlinală (relief inversat), eventual în lungul unui flanc (vale monoclinală) (fig. 90.) Alte văi sînt situate în lungul unor accidente tectonice, cum sînt grabenele (Rinul, Valea Iordanului, riftul est-african) fracturile şi faliile adînci. Apele şi-au „ales" astfel de structuri deoarece într-o zonă de discontinuitate tectonică eroziunea este mai uşoară.

Prin acţiunea apelor curgătoare, relieful înalt este erodat şi, în cele din urmă *peneplenizat*, adică adus la forma unui relief de cîmpie sau de dealuri şi coline de joasă altitudine. Exemple de *peneplenă* ne oferă Ucraina, altădată străbătută de catene muntoase; Finlanda şi unele teritorii din sectorul Mării Baltice; unele regiuni de cîmpie şi de podiş din continentele sudice. Prin mişcări oscilatorii, unele zone peneplenizate pot fi afectate de mişcări de ridicare. În astfel de cazuri se formează o nouă reţea hidrografică al cărei rezultat va fi tot un relief de peneplenă. Un astfel de fenomen dă o nouă evoluţie, un nou ciclu de eroziune şi constituie un proces de întinerire a apelor regiunii.

Transportul efectuat de apele curgătoare. Este un transport fluviatil şi se raportează la o cantitate de compuşi solubili, transportaţi în soluţie şi la materialul solid, rostogolit pe panta văii sau transportat sub formă de suspensii solide, de diferite mărimi.

Sub formă de soluţii sînt transportate cloruri, sulfaţi, carbonaţi (bicarbonaţi) silicen, ş.a. în funcţie de anotimp, de *p*H şi *r*H. Cantitatea de compuşi dizolvaţi însă este mică. În rîurile din Europa cantitatea de săruri dizolvate este mai mare, ajungînd pînă la 0,065 g/l. După datele geochimistului *Clarke*, cantitatea anuală de săruri transportate în soluţie de către rîuri în bazinele marine este de 2 735 milioane de

tone; *Murrey* apreciază acest transport la 4 975 milioane de tone.

Cantitatea totală a materialelor transportate de apele curgătoare este foarte mare dacă ne raportăm şi la blocurile mari deplasate prin forţa vie a apei ajutată şi de gravitate. În zona de izvoare şi în tinereţe, pot fi rostogolite şi blocuri cu diametrul de peste un metru. Materialul mai mărunt, însă tot grosier, inclusiv bolovăniş, este transportat prin tîrîre, cînd viteza apei ajunge la 11—12 m/s. În transportul de-a lungul văii, materialul se mărunţeşte ajungînd la dimensiunea pietrişului, a pietrişului mărunt, a nisipului şi prafului. În suspensie este transportat un material mai fin (nisip, praf, argile). Capacitatea de transport a apei pentru suspensii este cu atît mai mare cu cît apa curge mai repede şi cu cît este mai tulbure. Tulbureala măreşte densitatea specifică a apei din rîuri şi aceasta favorizează un transport crescut de suspensii. Între cantitatea de material transportat prin tîrîre şi cel transportat ca suspensii este un raport de aproximativ 1:10—15.

Totalul suspensiilor transportate de fluvii în oceane a fost estimat la 15,7 km³ de *Lucassievici* şi la 16 km³ de *Lapparent*. Puterea de transport variază cu panta şi structura geologică, cu viteza apei, şi atinge valori maxime în cursul viiturilor.

Acţiunea de sedimentare a apelor curgătoare. Materialul transportat şi depus de apele curgătoare este alcătuit din bolovani, pietriş, nisip şi mîl, care, laolaltă, constituie un *depozit aluvionar* sau *aluviuni*. Acestea sînt depuse în cursul inferior şi în cel mijlociu, în funcţie de debit şi de viteza de curgere a apei. Se poate, totuşi, face o delimitare a acestor sortimente de aluviuni: în cursul superior predomină bolovănişul, în cel mijlociu sînt predominante pietrişurile şi nisipurile iar în cursul inferior se depun nisipuri fine şi mîluri. Trebuie făcută o diferenţiere a depunerilor din cursul inferior, unde mîlurile se depun în zonele de vărsare şi de inundaţie, iar nisipurile, de regulă în albia minoră.

În urma depunerilor continue, albia din cursul mijlociu şi mai ales din cel inferior se încarcă cu *aluviuni*, ceea ce are ca urmare o încetinire a curgerii apei şi o înălţare a albiei. Aceasta face ca, în timpul viiturilor, apele să iasă din matca obişnuită, să inunde terenul aferent şi să-şi creeze o albie majoră, pe lîngă albia minoră prin care se face curgerea normală şi continuă. Albia majoră poate acoperi suprafeţe

Scanned with OKEN Scanner

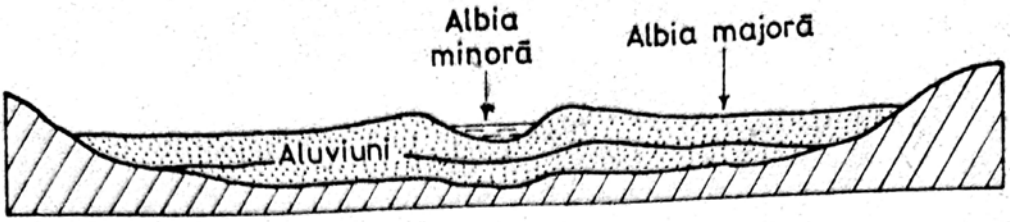


Fig. 91. Formarea şesului aluvionar prin înălţarea patului rîului (după Holmes).

întinse, în care caz formează un *şes aluvionar* sau *cîmpie aluvionară* (fig. 91). În cadrul acestei structuri, adeseori albia minoră nu-şi păstrează cursul, ci formează *meandre*, cotituri prin care cursul de apă este mult abătut de la direcţia lui normală. Adesea, meandrele întorc cursul apei, formînd *bucle*, pe care apa le izolează ca albii părăsite sau verigi. Acestea primesc apă numai în timpul marilor viituri (fig. 92).

La cele mai multe ape curgătoare se constată că, faţă de albia minoră, terenul coboară în trepte sau *terase*. Terasele reprezintă vechi cursuri de ape şi sînt săpate fie în rocă „vie" (de fundament), fie în aluviuni, în care caz reprezintă un vechi curs al aceluiaşi rîu.

Terasele se formează în urma unor mişcări oscilatorii care s-au desfăşurat pe întinderi regionale. După ce un relief pozitiv a fost redus la peneplenă, greutatea lui a scăzut, în timp ce măcar un sector învecinat s-a încărcat cu sedimente

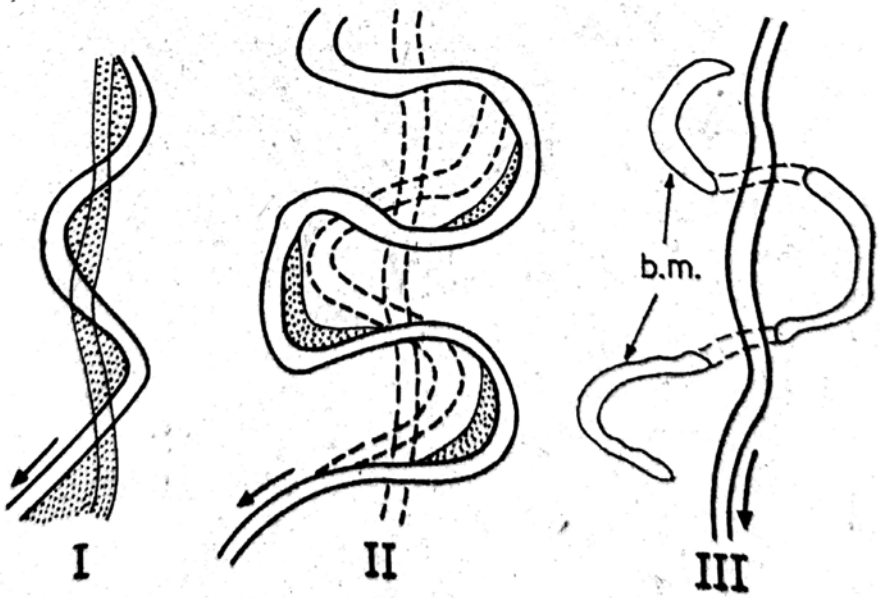


Fig. 92. Meandre: I — faza iniţială: II — evoluţia meandrelor; III — revenirea la vechiul curs, lăsînd braţe moarte (b.m.).

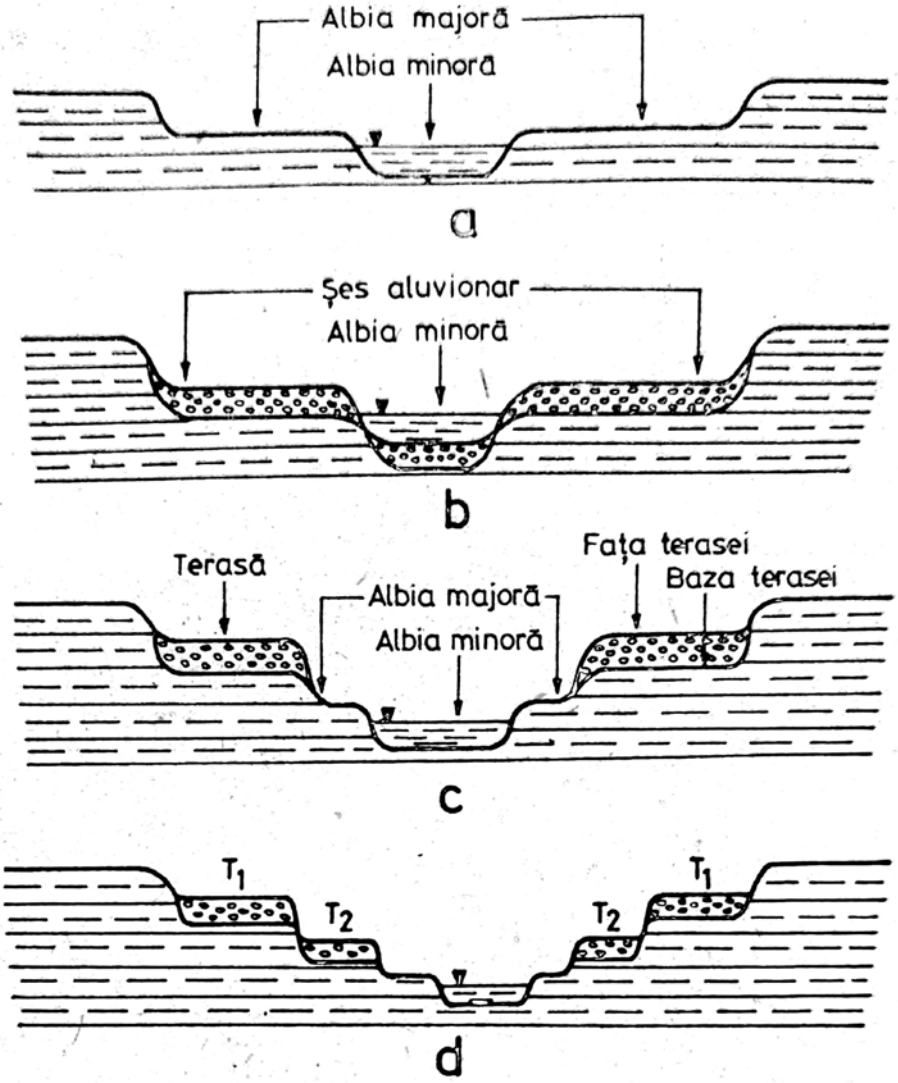


Fig. 93. Formarea teraselor: a — *faza de eroziune;* b — *faza de acumulare;* c — *faza de formare a terasei;* d — *formarea mai multor nivele cu terase (după Gr. Răileanu).*

şi a devenit mai greu. O reaşezare izostatică produce ridicarea blocului peneplenizat, faţă de care suprafaţa încărcată cu sedimente rămîne mai joasă. Este momentul în care reîncepe un nou ciclu de eroziune, deci de adîncire a patului văii. În fig. 93 este arătată evoluţia unei văi angajată în mai multe cicluri de eroziune, fiecare ciclu avînd ca urmare formarea unei terase.

Terasele sînt foarte indicate pentru aşezările omeneşti, pentru amplasări industriale şi culturi agricole, fiind fertile şi ferite de inundaţii. În unele terase apar şi acumulări de substanţe minerale utile. La baza teraselor se află strate freatice.

Scanned with OKEN Scanner

În cursul inferior al apelor curgătoare de un mai mare debit apar şi *ostroave*. Pe Dunăre se află Ostrovul Mare, Ostrovul Corbului şi altele mai mici. Ostroave se mai cunosc pe Mureş, Olt, Someş.

Gurile de vărsare ale fluviilor se deosebesc după forma şi legătura pe care o fac între uscat şi domeniul marin-oceanic. Cea mai cunoscută, la noi, este *delta*. Delte se dezvoltă, de regulă, în condiţiile unor mări interne, lipsite practic de maree, la o deschidere spre mare, pe un fund al mării puţin înclinat şi în mări lipsite de curenţi litorali puternici. Începutul unei delte este un con de dejecţie de forma literei greceşti delta (Δ), cu vîrful orientat în spre partea din care vine apa fluviului şi cu baza în spre mare. Conul de dejecţie se alimentează şi creşte întruna prin aport de minerale argiloase şi de alte suspensii coloidale, cu o anumită sarcină electrică. Transportul micelelor (suspensiilor) coloidale de-a lungul unor distanţe mari, fără ca acestea să coaguleze, este asigurat de coloizii de protecţie care se dispun la suprafaţa micelelor, asigurîndu-le o stabilitate electrostatică. Ajunse în mediul marin, sarcina electrică a micelelor coloidale şi a coloizilor de protecţie este neutralizată, ca urmare a caracterului electrolitic ridicat al noului mediu. Lipsite de sarcina electrică, micelele coloidale nu se mai resping, deci nu mai rămîn în suspensie, ci se aglomerează şi se depun (coagulează). Crescînd, deltele înaintează în teritoriul marin (Delta Dunării cu 1 m/an). În acest fel s-a produs şi înaintarea deltei Rinului, Meusei şi Escaut-ului care au creat o mare parte a teritoriului Olandei litorale. De regulă, deltele se varsă prin mai multe braţe, fiecare cu gura lui de vărsare într-o modificare continuă. Printre deltele mai cunoscute menţionăm pe cea a Nilului, Volgăi, Padului, delta fluviului Mississippi.

În ce priveşte creşterea deltelor, menţionăm pe cea a fluviului Mississippi care creşte cu o suprafaţă de 80 km²/an; Delta Dunării între anii 1800 şi 1861 a crescut cu 22 km². Ca întinderi, deltele au suprafeţe variabile: Gange-Brahmaputra, peste 100 000 km²; Volga, peste 12 000 km²; Mississippi, peste 4 000 km²; Delta Dunării, peste 3 600 km².

Depozitele deltaice, cu caracter aluvionar, au o aşezare în strate, de diferite grosimi, dispuse unele peste altele într-o structură diagonal-încrucişată, adică materialul adus de o viitură se aşază sub un unghi pe suprafaţa materialului precedent, atît în plan orizontal cît şi în plan vertical.

Scanned with OKEN Scanner

În lungul coastelor supuse valurilor mareice materialul adus şi depus de fluvii este luat de valurile în reflux şi dispersat peste platforma submersă (shelf). Gura de vărsare a fluviilor direct în oceane este un *estuar*. De-a lungul coastelor norvegiene şi groenlandice, gura de vărsare este *fiord*-ul, o vale glaciară continentală în care ulterior a pătruns apa oceanică pe măsură ce gheţarul s-a retras. Ulucul glaciar s-a format prin eroziune glaciară la anumită adîncime sub nivelul oceanului. Fiordurile pătrund adînc în continente. Cel mai lung este Nordvestfjord, din Groenlanda (circa 314 km). În Marea Neagră se constată încă un tip de vărsare, *limanul*, constituit în faţa unor mici golfuri a căror gură a fost parţial închisă prin grind de nisip, transportat de către curenţi pe shelf, paralel cu coasta (curenţi circulari).

Dinamica apelor subterane. Apa meteorică, rezultată din ploi şi din ninsori, se infiltrează în scoarţa de alterare, trecînd prin *strate permeabile;* se opreşte la suprafaţa unor strate, numite *strate impermeabile*, deasupra cărora se acumulează în porii stratelor permeabile pe care le-a străbătut, unde formează un *strat freatic.* Roci permeabile sînt nisipurile, pietrişul, loessul, mai puţin unele roci compacte fisurate şi cu fisuri deschise. Apa colectată în stratele freatice se ridică pînă la nivele variabile cu debitul ploilor şi coboară în timp de secetă. Adîncimea la care se găseşte un strat freatic ne dă poziţia nivelului hidrostatic (fig. 94). Ca poziţie în scoarţă, stratul freatic şi, în general, nivelul hidrostatic urmăreşte forma reliefului terestru, uşor ate-

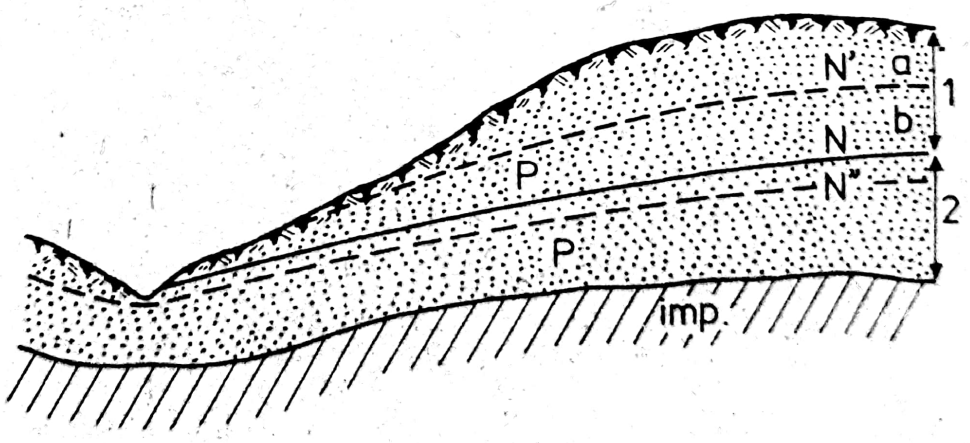


Fig. 94. Structura unui strat freatic. 1 — *zona de aeraţie;* a — *pătura de evaporaţie;* b — *pătura franjei capilare.* 2 — *zona de reducere;* N — *nivel hidrostatic;* N', N'' — *limite de variaţie a nivelului hidrostatic;* P — *permeabil;* Imp — *impermeabil.*

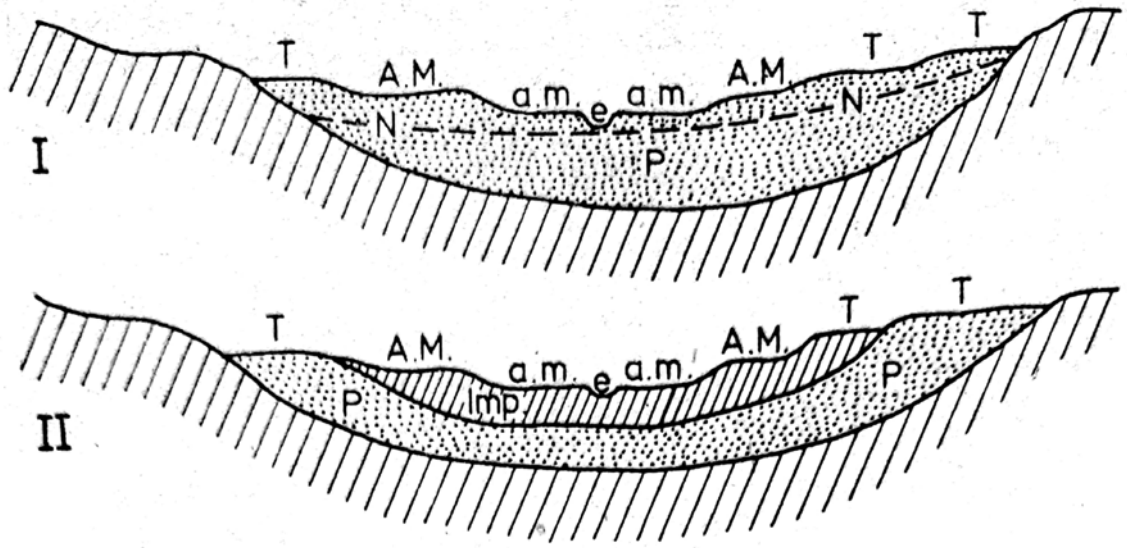


Fig. 95. Strat freatic în cîmpii aluvionare: I — *alimentarea stratului prin toată suprafaţa;* II — *alimentarea se face numai prin stratul aluvionar;* T — *terase;* A.M. — *albie majoră;* a.m. — *albie minoră; e — etiaj;* P — *depozit permeabil;* imp. — *impermeabil;* N — *nivel hidrostatic.*

nuată. Suprafaţa superioară a stratului acvifer se numeşte *suprafaţă piezometrică.* Deasupra acestei suprafeţe se află depozite afînate, aerisite, un mediu oxidant. Este *zona de aeraţie.* Spaţiul ocupat de apă constituie un mediu reducător. Oscilaţia nivelului hidrostatic determină caracterul oscilant al potenţialului oxi-reducător (*r*H). Stratele freatice se descarcă în pantele dealurilor, la nivele mai ridicate sau mai joase, prin puncte de descărcare care sînt *izvoarele.* Cele mai numeroase sînt la limita dintre versanţi şi vale sau cîmpie, unde eroziunea a înlăturat o mare parte din stratele zonei de aeraţie.

Strate freatice bogate se află în grosimea, dar mai ales la baza teraselor, îndeosebi în cîmpiile aluvionare (fig. 95). În astfel de cîmpii, apa nu se află numai în talveg (cursul principal în albia minoră) ci în întreaga masă aluvionară permeabilă. Astfel de acumulări ale apei prezintă un interes superior, ele fiind în stare să satisfacă alimentarea cu apă potabilă a aşezărilor omeneşti. Apa din aceste depozite este supusă şi unei filtrări care o descarcă de conţinut dăunător (suspensii, bacterii).

În aceeaşi regiune pot fi mai multe strate acvifere suprapuse, sau deasupra unui strat acvifer normal se află *strate freatice suspendate* sau *lentile freatice,* menţionate în capitolul anterior. Cu studiul apelor subterane se ocupă *hidrogeologia.* După cum la suprafaţă există un bazin hidrologic (su-

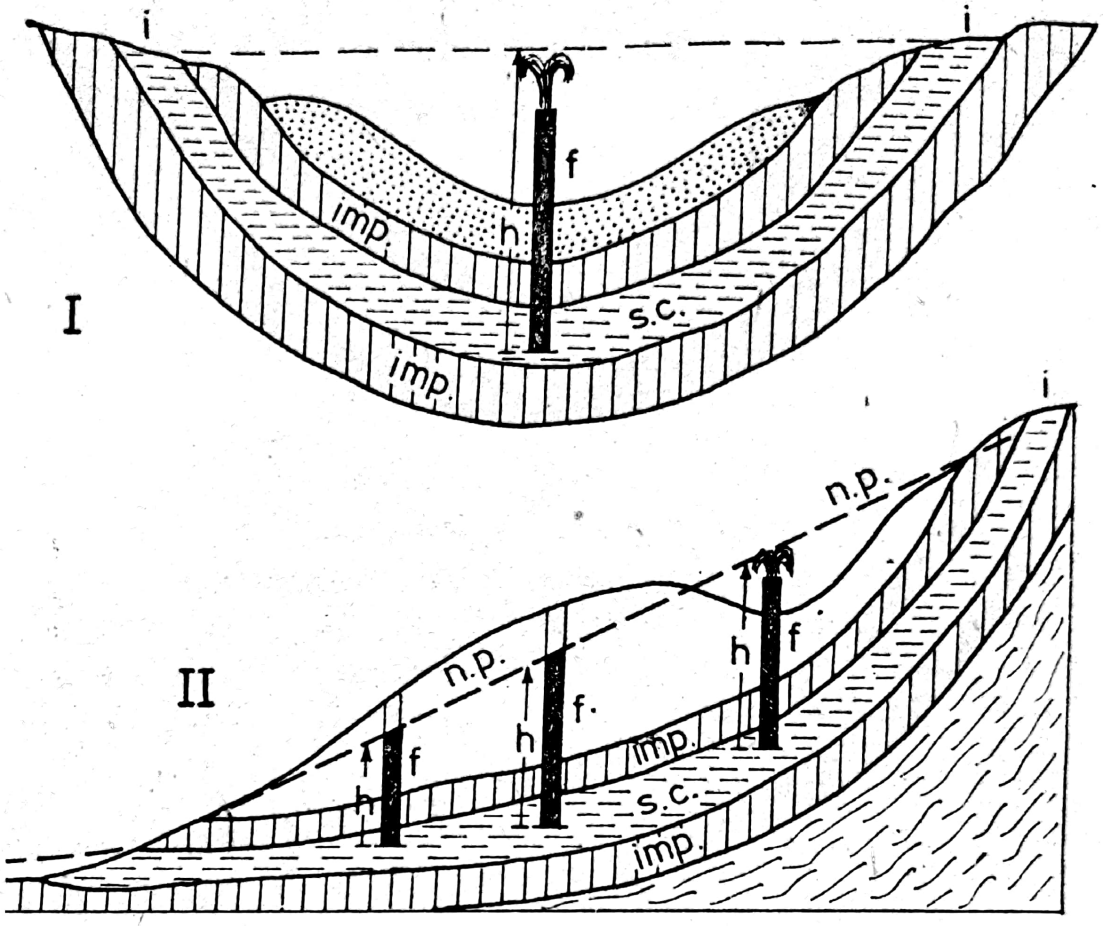


Fig. 96. Strat acvifer captiv: I — *puţ artezian într-un sinclinal;* II — *puţ artezian în structură monoclinală;* i — *zona de infiltraţie;* s.c. — *strat acvifer captiv;* f — *foraj;* n.p.— *nivel piezometric;* h — *înălţimea apei în puţ;* imp — *impermeabil.*

prafaţa de pe care un rîu sau un fluviu îşi adună apele) tot aşa există şi un *bazin hidrogeologic*, reprezentat prin suprafaţa de pe care se alimentează apele subterane, convergente la nivelul hidrostatic cel mai scăzut, carespunzător nivelului de bază al eroziunii, pe plan regional. În terenurile înclinate, suprafaţa piezometrică este înclinată şi apa freatică curge formînd *torenţi freatici*, spre zonele joase ale reliefului, unde astfel de ape au un caracter stagnant, *lacuri freatice*. Noţiunile de torent şi de lac nu au, aici, înţelesul cunoscut pentru torent şi lac în condiţiile de suprafaţă. Între aceste noţiuni ce aparţin unor domenii diferite sînt numai unele aspecte de analogie, nu de identitate.

Stratele freatice, analizate mai sus, se mai numesc şi strate acvifere libere. În afara acestora se află *strate acvifere captive* (fig. 96), strate sub presiune, prinse între două forma-

țiuni impermeabile, așezate la adîncimi variabile, de unde se pot exploata prin *puțuri arteziene* și pompare, efectuate prin puțuri de foraj. Structura tectonică a terenului în care se găsesc este variabilă, de la prinderea lor într-un sinclinal în zonele cutate, pînă la forma monoclinală a cutelor mai largi instalate pe vechi platforme. Cea mai înaltă coloană de apă din fîntînă arteziană este de 168 m, Fountain Hills (Arizona, SUA), care debitează 2 625 litri apă pe minut.

Alimentarea cu apă a stratelor captive se face prin capetele de strat care apar la zi, în structura reliefului înalt din apropiere. Și în cazul acestora, pot fi două sau mai multe strate captive în aceeași zonă. Exploatarea apei subterane din astfel de strate trebuie făcută cu grijă. Dacă capetele de strat sînt acoperite sau deranjate și nu mai pot alimenta stratele captive, apare riscul de epuizare a zăcămîntului fără posibilitatea de a se reface.

Strate acvifere captive se află în multe regiuni ale lumii, în structuri mai ales legate de tectonica sinuoasă a cuverturilor de pe platforme. Se cunosc în SUA, se studiază cele din zonele adînci ale Saharei. În Ungaria a fost pusă în evidență o suprafață de 40 000 km² sub care se află importante acumulări de apă. Apele stratelor acvifere adînci sînt supuse și la o ridicare a temperaturii lor, ca efect al gradientului geotermic.

Se apreciază că apele subterane reprezintă 22,4% din totalul apelor dulci, potabile.

Fenomenele carstice. Sînt procese geologice care se petrec în rocile solubile din partea superficială a scoarței, sub acțiunea apelor de suprafață și a celor subterane. Denumirea acestor fenomene vine de la Podișul Karst, din Nord-Vestul Iugoslaviei, unde relieful carstic are o dezvoltare remarcabilă, predominantă. În masivele calcaroase, în lungul fisurilor, apa își creează căi de circulație, prin procese de dizolvare și de levigare, urmate și de eroziune cînd curgerea lor, prin golurile produse, înlesnește și o acțiune mecanică.

Se deosebește un carst de suprafață și altul interior, în masivele calcaroase. Carstul de suprafață apare sub formele cunoscute de lapiez, doline, văi oarbe, chei. *Lapiez*-ul este un microrelief de creste, cu înălțimi de 0,5 m pînă la 2—3 m, de grosimi variabile (1—3 m), aliniate și dispuse paralel în lungul înclinării pantelor unui versant calcaros. S-a format prin acțiunea fizică, fizico-chimică și mecanică a apei.

Scanned with OKEN Scanner

Dolinele sînt reliefuri negative, adesea de forma unei pîlnii, în care se colectează apa stagnantă, în anotimpurile bogate în ploi şi după topirea zăpezii. În timp de secetă, apa dolinelor dispare, prin evaporare şi infiltrare în golurile subterane. Cînd dolinele sînt tapisate cu material argilos pot reţine apa şi se formează *lacuri carstice*. Doline se întîlnesc la suprafaţa podişurilor calcaroase (Platoul Mehedinţi, Padiş, Pădurea Craiului, zona Vaşcău, etc.). Adesea, dolinele prezintă aliniamente care au legătură cu un carst subteran dezvoltat (peşteri, rîuri subterane).

Văile oarbe se formează din văi obişnuite care, trecînd peste roci calcaroase, în timp de secetă, îşi pierd apa, prin infiltrarea acesteia în fisurile şi golurile din masa calcarelor. Văile oarbe se mai numesc şi *sohodoluri*. În ţara noastră le întîlnim în Platoul Mehedinţi, în Munţii Apuseni (Piatra Craiului, Vaşcău-Moneasa) cele mai cunoscute fiind Valea Sohodolului şi Roşia Albioară. Văile oarbe îşi pierd apele în *văi subterane*. Acestea se formează la baza unor formaţiuni calcaroase, care, la rîndul lor, sînt străbătute de numeroase fisuri, prin care apa gravitaţională se colectează în cursuri subterane. Zona de pierdere a apelor din văile oarbe în văile subterane a primit denumirea de *ponor* (ponoare). Pierderi de apă în văile subterane se produc şi prin doline (fig. 97). Unele văi subterane se varsă la exterior prin izvoare de mare debit: rîul subteran se continuă cu un rîu de suprafaţă. Interesante sînt *izbucurile*, izvoare cu curgere întreruptă, ca la Izbucul de la Călugări, în apropiere de Vaşcău, judeţul Bihor, unicul exemplu cunoscut în sud-estul Europei, prin regimul de funcţionare în decursul unui an. Dăm

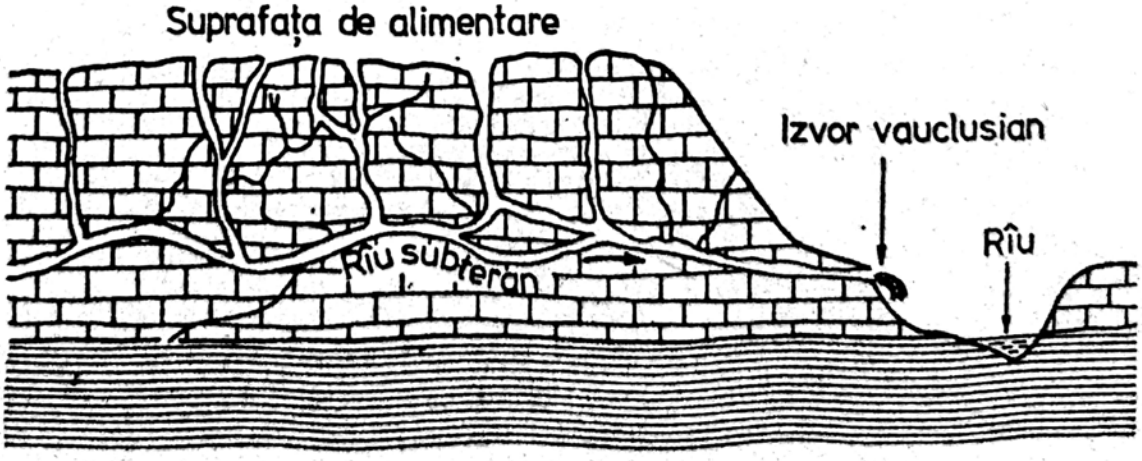


Fig. 97. Forme ale carstului subteran.

Scanned with OKEN Scanner

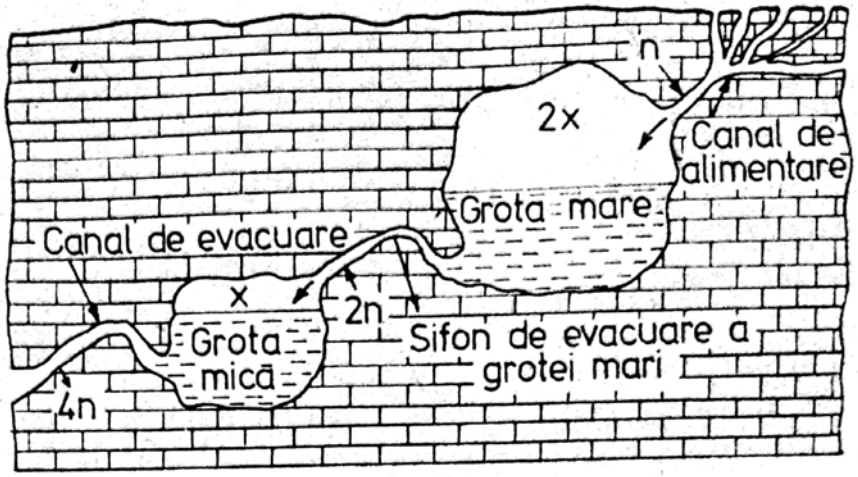


Fig. 98. Izvor intermitent (izbuc).

descrierea acestui izvor intermitent, după I. Al. Maxim (fig. 98). Izvorul este situat într-un masiv calcaros, şi, pe parcursul dintre zona de infiltraţie şi cea de evacuare a apei, se află două grote: grota mare, superioară, care primeşte apa prin canalul de alimentare şi grota mică, inferioară, legată cu izvorul printr-un canal de evacuare. Cele două grote sînt legate între ele printr-un sifon. Cînd apa colectată în grota mare depăşeşte pragul sifonului se produce scurgerea în grota inferioară. Cînd nivelul apei din grota inferioară depăşeşte pragul celui de al doilea sifon, se produce curgerea la exterior. Urmează o pauză în care grota mică este din nou umplută, urmînd apoi o altă evacuare a apei. Astfel de izvoare au fost interpretate ca fiind dirijate de puteri supranaturale şi se mai apelează la puterea lor vindecătoare, pentru diferite suferinţe, deşi nu au vindecat pe nimeni.

Peşterile reprezintă formele principale, de variat efect geologic, legate de acţiunea apelor subterane[1]. Pitorescul peşterilor nu mai este un secret. Pasionaţii turişti ai domeniului subteran află galerii kilometrice şi încăperi de forma unor cupole de a căror tavane atîrnă variate *stalactite*, sub care se ridică *stalagmitele*, crescute de pe vatra peşterii înspre tavan. Cele mai lungi stalactite din lume au fost găsite în peştera Cueva de Nerja Malaga (Spania), avînd aproape 60 m. Adesea, stalactitele şi stalagmitele se unesc şi formează

[1] Literatura noastră geologic-geografică din ultimul timp a cunoscut o remarcabilă îmbogăţire prin lucrări de un bogat conţinut ştiinţific şi de un apreciat fond emotiv al carstului din ţara noastră. Menţionăm îndeosebi scrierile geologului-speolog *Marcian Bleahu* şi ale geografului *Vasile Sencu*.

coloane de diferite forme și mărimi, care pare că sînt construite ca să susțină trăinicia peșterii. Nici pereții peșterii nu sînt mai prejos: ei sînt îmbrăcați în cruste suprapuse de calcit, adesea cu aspect de *draperii*, în falduri ce nu cunosc nici o economie în risipa de forme și de culoare. Adesea, pe fondul draperiilor, jocul orb al proceselor fizico-chimice din subteran ne-a lăsat comori de aspecte zoomorfe, fitomorfe sau de eroi ai basmelor. Nu numai prezența acestui domeniu mirific dă astăzi un plus de suflu cosmic trăirilor noastre, ci și faptul că peșterile au oferit adăpost omului, în copilăria lui, cînd condițiile mediului au fost nesatisfăcătoare, de-a lungul perioadei glaciare. Peșterile au fost locuință, refugiu, lăcaș de meditație și de creație artistică. În peșteri s-a adăugat un plus remarcabil la realizarea omului, pe un parcurs de gestație de circa 300 000 ani.

Carstul subteran este întins și dezvoltat în mai multe etaje, fiecare cu mai multe încăperi, adesea încărcate de depuneri de o mare vrajă și frumusețe. Peșteri se întîlnesc în toate continentele, oriunde se află munți calcaroși. Una dintre cele mai mari este cea de la Postojna, Iugoslavia: are lungimea de circa 10 km, fiind străbătută și de un rîu subteran, adesea strangulat prin strîmtori în fața cărora apa a dat veritabile lacuri subterane. Cel mai mare sistem de peșteri îl alcătuiește Mamnioth Cave — Flint Ridge Cave System (S.U.A.) din care au fost explorați peste 300 km. În țara noastră, între cele mai însemnate sînt: Peștera Vîntului, Meziad, Sighiștel, Focul Viu din Munții Apuseni; Ponorîci și Cioclovina din Hațeg; Merești, în regiunea Perșani, Polovragi și Peștera Muierii din regiunea Baia de Fier (Oltenia); peșterile de la Buhui și Comarnic din Banat ș.a.

Întreaga dăltuire interioară a carstului subteran a făcut-o „marele meșter", apa subterană încărcată cu bioxid de carbon pe care l-a luat din atmosferă, în picăturile de ploaie și din sol, unde bioxidul de carbon este un produs de respirație și de putrefacție, deci un reziduu gazos al biocenozei din sol. Apa, încărcată cu CO_2, transformă carbonatul de calciu (calcarul) în biocarbonat de calciu, pe care îl dizolvă și-l ia în soluție. Se formează goluri care sînt început de peșteri și care, crescînd, vor deveni peșteri formate și galerii subterane. O parte a bicarbonatului de calciu, prezent în apa care ajunge pe tavanul peșterilor, se disociază, adică pierde din bioxidul

Scanned with OKEN Scanner

de carbon şi dă carbonatul de calciu, depus sub forma de stalactite şi de draperii. Altă parte a bicarbonatului de calciu din peşteri se disociază pe vatra peşterii, unde formează stalagmite, iar altă parte se disociază la gura peşterilor unde formează *tuful calcaros* (depozit poros) şi *travertinul*, mai compact, cunoscutul material de construcţie de la Bampotoc, Geoagiu şi Borsec. Reacţia după care are loc depunerea carbonatului de calciu este:

$$(CO_3H)_2Ca \rightarrow CaCO_3 + CO_2 + H_2O.$$

Tot la gura izvoarelor calcaroase, dar alimentate cu apă caldă, se depune un calcar granular, de forma unor grăuncioare de mazăre, numite *pisolite*, din a căror compactizare rezultă *aragonitul*, o formă a carbonatului de calciu folosită în lucrări de artă şi artizanat.

Alte depuneri ale apelor subterane sînt cele de sare şi de gips cînd apele subterane îşi fac drum prin astfel de masive. Se întîlnesc la Cacica (Moldova); la Slănic-Prahova; la Ocnele Mari; la Sovata, Dej, Cojocna, Apahida, Ocna Mureş, Ocna Sibiu etc. Depunerile stalactitice şi stalagmitice în peşteri din interiorul masivelor de gips se numesc *anthodite*.

Uneori, prezintă importanţă economică depunerile de oxizi de fier şi de mangan, la gura unor izvoare formate în masive de roci eruptive bogate în silicaţi de fier şi mangan (amfiboli şi piroxeni). Apa trecînd prin porozitatea unor astfel de roci alterează silicaţii menţionaţi şi eliberează oxizi pe care îi depun la izvoare. De aici, apele curgătoare transportă oxizii în lacuri, în mări şi în oceane. Sînt cunoscutele zăcăminte de minereu de fier *depuse în lacuri*, sub forma de limonit, în Karelia, peninsula Kerci, Tula (U.R.S.S.) etc. Se presupune, după opinia unor cercetători, că şi zăcămîntul de fier de la Lueta-Vlăhiţa s-ar fi format în acest fel (*Gr. Răileanu*, 1959).

Un caz aparte al carstului subteran îl prezintă *peşterile de gheaţă*, întîlnite la noi în Munţii Apuseni. Cel mai vechi descoperit şi cercetat este *gheţarul de la Scărişoara*. Accesul în peşteră se face printr-o avenă largă care comunică apoi cu un sistem carstic mai întins. Partea interesantă este cea denumită „*altar*", încărcată cu depuneri rezultate din apa îngheţată. De tavanul peşterii atîrnă „stalactite" de gheaţă rezultate prin îngheţarea apei ce „mustește" prin tavan. O parte a apei cade pe vatra peşterii unde îngheaţă şi formează

Scanned with OKEN Scanner

„stalagmite“ de gheaţă, de mărimi şi forme variate, cu o cromatică în tonuri ce se schimbă, în funcţie de lumina sub care sînt privite, de transparenţă şi de gradul de reflexie al gheţii. Tavanul şi pereţii peşterii sînt acoperiţi cu o crustă de gheaţă alcătuită din „solzi“ şi „ace“ de gheaţă, peste draperii şi valuri de gheaţă.

În timpul iernii aerul rece intră în peşteră. În timpul verii, aerul cald de la nivelul deschiderii (avenului) se ridică în sus şi nu înlocuieşte aerul rece din peşteră. Amestec de aer cald cu cel rece se produce într-o proporţie redusă prin difuzie, astfel că în peşteră, în gheţar, rămîne o temperatură cu valori mici sub zero grade.

Acţiuni mecanice legate de apele subterane sînt sufoziunea şi deplasările de teren. Prin dizolvarea unor minerale solubile din terenuri afînate şi prin levigarea lor rămîn goluri care determină o reaşezare a particulelor, ceea ce duce la tasarea terenului. Acesta este un proces de *sufoziune chimică.* Adesea, în afara sufoziunii chimice, se produce, prin circulaţia apei subterane, şi o translocare a unor particule materiale mărunte (praf, argile). Este un proces de *sufoziune mecanică*, prin care golurile cresc.

Deplasările de teren pot fi prăbuşiri şi alunecări în versanţi. *Prăbuşirile* sînt surpări (uscate) ale unor blocuri sau stînci care nu mai pot fi susţinute pe o bază subminată, faţă de care terenul stîncos a rămas în consolă. Prăbuşiri apar în urma procesului de îngheţ-dezgheţ, prin creşterea greutăţii volumetrice în urma îmbibării cu apă, prin presiunea exercitată de rădăcinile plantelor; în urma unor exploatări neraţionale în cariere; în versanţi neconsolidaţi pe urma unor construcţii de drumuri sau căi ferate etc.

Sub influenţa directă a apei de infiltraţie, pe un pat impermeabil peste care apa a depus o pătură fină de argilă, care se comportă ca un lubrefiant, se produc *năruiri* şi *alunecări de teren*, care, adesea, îmbracă dimensiuni şi aspecte locale şi regionale de o importanţă majoră.

Apa subterană care participă la procesele descrise se supune legilor gravitaţiei. Se şi numeşte *apă gravitaţională*, spre deosebire de *apa capilară* care are o mişcare de ridicare în sistemul capilar al solului şi de *apa legată* fizic şi chimic de granulele solului sau de anumite minerale.

Dinamica apei în stare solidă. Apa în stare solidă, cu caracter peren, se întîlneşte pe suprafaţa terestră la diferite altitudini şi latitudini. În regiunile polare nin-

Scanned with OKEN Scanner

sorile sînt continue tot timpul anului, chiar de la nivelul oceanului şi, prin tasarea zăpezii se formează calotele polare de gheaţă. În Scandinavia, altitudinea minimă a zăpezilor perene este la circa 1 000—1 200 m, în Alpi la 2 400—3 200 m, iar în regiunile tropical-ecuatoriale depăşeşte altitudinea de 4 000 m. În Himalaya, limita zăpezilor permanente este la 4 900 m pe versantul nordic şi la 5 700 m pe cel sudic. Altitudinea deasupra căreia precipitaţiile cad sub formă de zăpadă constituie *limita zăpezilor persistente.* Deasupra acestei limite, relieful terestru rămîne însă acoperit de zăpadă numai în regiunile polare; în regiunile temperate şi cu relief accidentat, zăpada este luată de vînt şi depusă în părţile mai joase, în văi şi pe coastele mai ferite de vînt. Pe terenul accidentat rămîne puţină zăpadă, care în timpul zilelor mai calde, sub acţiunea razelor solare, se topeşte iar apa intră în fisurile rocilor unde, prin acţiunea de *îngheţ-dezgheţ*, provoacă desprinderi de blocuri, de diferite mărimi, care ajung la piciorul pantei, unde formează depozite, adesea, enorme. Relieful muntos al acestor regiuni este bogat în creste, cornişe şi ace prăpăstioase, greu accesibile şi pentru alpinişti încercaţi. Acest relief este des întîlnit în regiuni cu roci cristaline. Conurile de dărîmături sînt enorme în Alpi, în Caucaz, în munţii înalţi din Asia, în Anzi şi Munţii Stîncoşi. Se întind pînă în părţile joase ale coastelor muntoase. Tot în astfel de regiuni, zăpada depozitată printre aliniamente de creste se tasează şi formează *gheţari.* În regiuni lipsite de gheţari, însă unde persistă temperatura sub zero grade timp de mai multe luni pe an, apa infiltrată în roci şi supusă la variaţii de temperatură este un element dinamic foarte important în aşa-numitele fenomene de *nivaţie* din care fac parte: solifluxiunea (curgerea solurilor), curgeri de pietre, aspectele evoluţiei permafrostului (sol îngheţat) ş.a.

Gheţarii se formează din îngrămădiri masive de zăpadă în regiuni situate deasupra limitei zăpezilor persistente. Sursa de zăpadă este asigurată de ninsoare şi din îngrămădirea, în circuri sau căldări glaciare, a avalanşelor şi lavinelor rostogolite, respectiv alunecate de pe crestele munţilor. Lavinele au, uneori, dimensiuni enorme. Masele de zăpadă alunecă pe versant ca zăpada ce cade de pe acoperişul caselor cînd începe topirea.

O pietricică desprinsă dintr-o stîncărie, în rostogolirea ei pe un versant acoperit cu zăpadă, se încarcă cu pături tot mai groase de zăpadă. Proporţional cu creşterea masei,

creşte acceleraţia şi puterea de dislocare a avalanşei în formare, de înglobare şi de transport a unui material variat (stînci, blocuri, bolovani, copaci şi construcţii) pe care le depune în căldările glaciare sau pe spinările unor gheţari formaţi. Prin mişcarea lavinelor şi avalanşelor se produc goluri ale aerului, urmate de mişcări brusce de aer compensator care, în iuţeala cu care se produc, dezrădăcinează copaci, dislocă acoperişuri ale caselor, scot din echilibrul lor precar unele blocuri şi chiar stînci. O catastrofală avalanşă de zăpadă, în timpurile moderne, s-a produs la 13.12.1941, la Huaras (Peru). Au murit aproximativ 5 000 oameni.

Zăpada căzută în munţi atinge grosimi variabile. Deasupra limitei inferioare a zăpezilor, stratul anual de zăpadă în Alpi ajunge pînă la grosimi de 5—15 m. Prin greutatea ei, zăpada se tasează şi spaţiile dintre cristalele zăpezii se reduc fără ca acestea să se cimenteze. De altă parte, căldura solară topeşte stratul de zăpadă de deasupra, în zilele cu temperatură mai ridicată. Apa rezultată se infiltrează în porii masei de zăpadă, unde, la o temperatură mai scăzută, îngheaţă şi transformă zăpada într-o masă grăunţoasă de culoare alb-vineţie, transparentă *(firn)*, din care, cu timpul, este eliminat aerul în totalitate. Prin presiune şi îngheţ, firnul se transformă în gheaţă transparentă, de culoare albastră-verzuie, cu structură cristalină (la început în sistemul hexagonal, mai tîrziu în sistemul cubic).

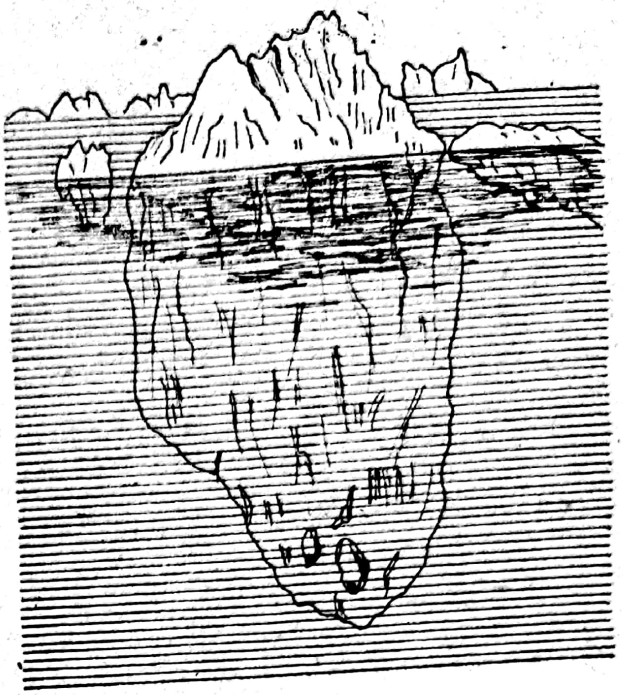
În structura unui gheţar se constată o stratificaţie în care se află şi depuneri de praf, antrenat de vînt, adesea şi urme ale vieţii (polen, spori, bacterii, seminţe ş.a.).

Tipuri de gheţari: După locul unde se formează, gheţarii sînt de *tip polar* sau continental şi de *tip* de munte sau de vale. Gheţarii de tip polar ocupă suprafeţe enorme (aproximativ 15 milioane km^2, ceea ce reprezintă circa 15% din suprafaţa uscatului), acoperind uscat şi oceane la cei doi poli unde formează *calote glaciare*. În emisfera nordică, calota cea mai dezvoltată se întinde peste Groenlanda, avînd o grosime de circa 1 000 m, fiind din loc în loc spintecată de stînci, ceea ce are ca urmare formarea unor limbi de gheaţă care înaintează spre ocean. Calota emisferei sudice are cea mai mare dezvoltare pe continentul Antarctica, unde adesea depăşeşte 2 000 m în grosime. În unele puncte grosimea calotei antarctice are pînă la 4 800 m.

Masele de gheaţă polară se alimentează din zăpezile continue, cum şi din lavine şi avalanşe. Gheaţa are o anumită

Scanned with OKEN Scanner

Fig. 99. Gheţar plutitor.



plasticitate care îi imprimă o curgere, o mişcare înceată a limbilor de gheaţă; se opreşte numai pe shelful continental, unde diferenţa de densitate dintre gheaţă şi apa oceanică face ca gheaţa să fie împinsă în sus.

Se produc rupturi şi desprinderi de mari *banchize* care înaintează spre largul oceanelor. Au fost semnalate banchize cu suprafeţe enorme, de zeci de kilometri lungime şi lăţime, din care se desprind, apoi, *gheţarii plutitori* (aisberguri), fig 99. Gheţarii plutitori au grosimi de sute de metri, din care numai 1/8 rămîne deasupra apei, restul de 7/8 fiind sub apă. Recent, a fost reprodusă fotografia unui gheţar plutitor, făcută prin satelit: 74 km lungime, 40 km lăţime şi grosimea de 230—345 m (circa 833,7 km^3). Cantitatea de apă conţinută de acest gheţar ar acoperi necesarul în gospodării al unei regiuni cum este California, pe o durată de cîteva secole. Curenţii oceanici transportă gheţarii plutitori spre zonele temperate şi calde.

Studiul gheţurilor polare, apoi al gheţarilor polari a început, din aproape în aproape, în cercul polar arctic, prin expediţii făcute de cercetători din ţările apropiate de această întinsă regiune geografică. Călătorii cu sania au fost făcute în Rusia şi Siberia de nord, în Canada. În afara acestora a fost întreprinsă expediţia cu caracter ştiinţific a lui *Henry Hudson*, în 1607, care a ajuns cu o navă, printre Groenlanda şi arhipelagul Spitzbergen, pînă la latitudinea nordică de 77°. În secolul al XVIII-lea *J. Cook*, în 1776, încearcă o trecere prin strîmtoarea Bering. În 1819, *William Ed.*

Parry a călătorit în lungul paralelei 75° depășind meridianul 110° vest. Expediția germană condusă de *Koldewey*, în 1869—1870, a atins, cu săniile, latitudinea nordică de 77°. În 1873, expediția lui *Karl Weyprecht* și a lui *Julius von Payer*, cu corabia „Tegethoff", a descoperit arhipelagul Franz-Joseph și cu săniile au ajuns la 82°5' lat. nordică. *Albert Hastings Markham*, în 1875, cu nava „Alert" a atins paralela 82°24' și în a doua încercare a ajuns la paralela 83°20'. Între anii 1881—1884, *Lockwood* a ajuns la 83°24'. Suedezul *Adolf E. Nordenskjold* și *G. de Geer* în anii 1878—1880, cu nava „Vega" au întreprins o călătorie în jurul continentului eurasiatic. Au urmat călătorii de studii, făcute sub conducerea exploratorilor *Kornerup*, *F. Nansen*, *J. Scott*, *F. Amundsen*, *R. Byrd* și alții, unele dintre ele cu un sfîrșit tragic, dar toate terminate cu un plus de cunoaștere a planetei noastre. Cercetări în regiunea antarctică s-au întreprins mai tîrziu, aceasta fiind mult mai inospitalieră. Una dintre aceste expediții, cu nava „Belgica", în anii 1897—1899 a avut printre cercetători, ca naturalist, pe biologul român *Emil Racoviță*. Expediții cu obiective realizate au fost efectuate în epoca noastră, după primul și mai ales după cel de-al doilea război mondial, cînd mijloacele de deplasare au fost mult îmbunătățite, la fel cele de comunicație și de aprovizionare. În prezent, mai multe stații și laboratoare de cercetare au fost înființate în regiunile polare și îndeosebi în Antarctica, de mai multe țări (S.U.A., U.R.S.S., Marea Britanie, Canada, Japonia, Franța, R.F. Germania, Norvegia, Suedia, Danemarca, Argentina) care, în cadru propriu și în colaborare, fac cercetări cu caracter intens și permanent pentru a obține date noi în legătură cu: însușirile fizice ale Pămîntului, cu climatul și condițiile de formare și mișcare a gheții; cantitatea de zăpadă căzută anual; numărul și frecvența meteoriților[1]; natura fizică și chimică a gheții și a materialelor captate; compoziția atmosferică a Pămîntului în urmă cu milenii; structura scoarței terestre și prezența unor acumulări de substanțe minerale utile.

[1] În anul 1974, oameni de știință japonezi care lucrează în stația „Syova" din Antarctica au descoperit 82 meteoriți, dintre care 17 pe o suprafață cu o rază de circa 2 km. Diametrul meteoriților variază de la 10 la 20 cm, cel mai greu cîntărind 4 kg.

Calota glaciară antarctică a fost forată pînă la adîncimi de peste două mii de metri. Forajul în punctul denumit America's Byrd Station, la aproximativ 800 km depărtare de Polul Sud, a atins 2 100 m adîncime. Din studiul carotelor extrase s-a putut elabora un document istoric al unor evenimente terestre pe o întindere de 200 000 ani, în care s-au petrecut şi cel puţin două erupţii vulcanice de amploare.

Se deosebesc mai multe tipuri de gheţari continentali *(inlandsis)*:

— *tipul antarctic*, cel mai dezvoltat, cu o suprafaţă aproximativ cît a Europei, cu grosimi pînă la 4 800 m care, la limita cu oceanul, formează *bariera polară* din care se desprind banchize şi gheţari plutitori;

— *tipul groenlandez*, cu o suprafaţă de circa două milioane km² cu o grosime pînă la 1 000 m şi din care se desprind limbi de gheaţă, care dau aisberguri;

—*tipul alaskian*, format dintr-o reţea bogată de limbi de gheaţă care se contopesc la picioarele munţilor unde formează conuri uriaşe, ca gheţarul Malaspina, cu o lăţime de 96 km, pe o suprafaţă de 3 500 km².

— *tipul scandinav*, de forma unor calote locale, de mică întindere, din care se alimentează gheţarii de vale ai fiordurilor ca în Scandinavia, Islanda, arhipelagul Spitzbergen.

Gheţarii de vale au punctul de plecare din zănoage sau căldări glaciare, fiind plasaţi în lungul văilor prin care curg. Au lungimi variabile: în Alpi pînă la 50 km; în podişul Pamir, geograful *Oparin* a identificat gheţarul Fedcenko, cu o lungime de 70 km. Văzuţi în suprafaţă, gheţarii de vale au aspectul unei mase vîscoase, mai bombată la mijloc, străbătuţi de numeroase fisuri şi crăpături numite *crevase*. Unele crevase sînt marginale, dispuse oblic spre amonte, altele sînt transversale, fiind provocate de denivelările în trepte ale pantei (fig. 100). În partea inferioară a gheţarilor se formează şi crevase longitudinale, de regulă dispuse în evantai. Crevasele compartimentează masa gheţarului în coloane. În crevase pătrunde apa în timpul verii, antrenînd blocuri şi fragmente de roci pe care le mişcă şi cu care scobeşte fundul văii în lungul căreia se formează aşa-numitele *căldări ale giganţilor*. Adesea, crevasele — pentru moment — se închid la suprafaţă prin îngheţarea apei. Sub forma aceasta, crevasele transportă însemnate cantităţi de apă, care, presată, adeseori, aruncă dopul de gheaţă, producînd zgomote

Scanned with OKEN Scanner

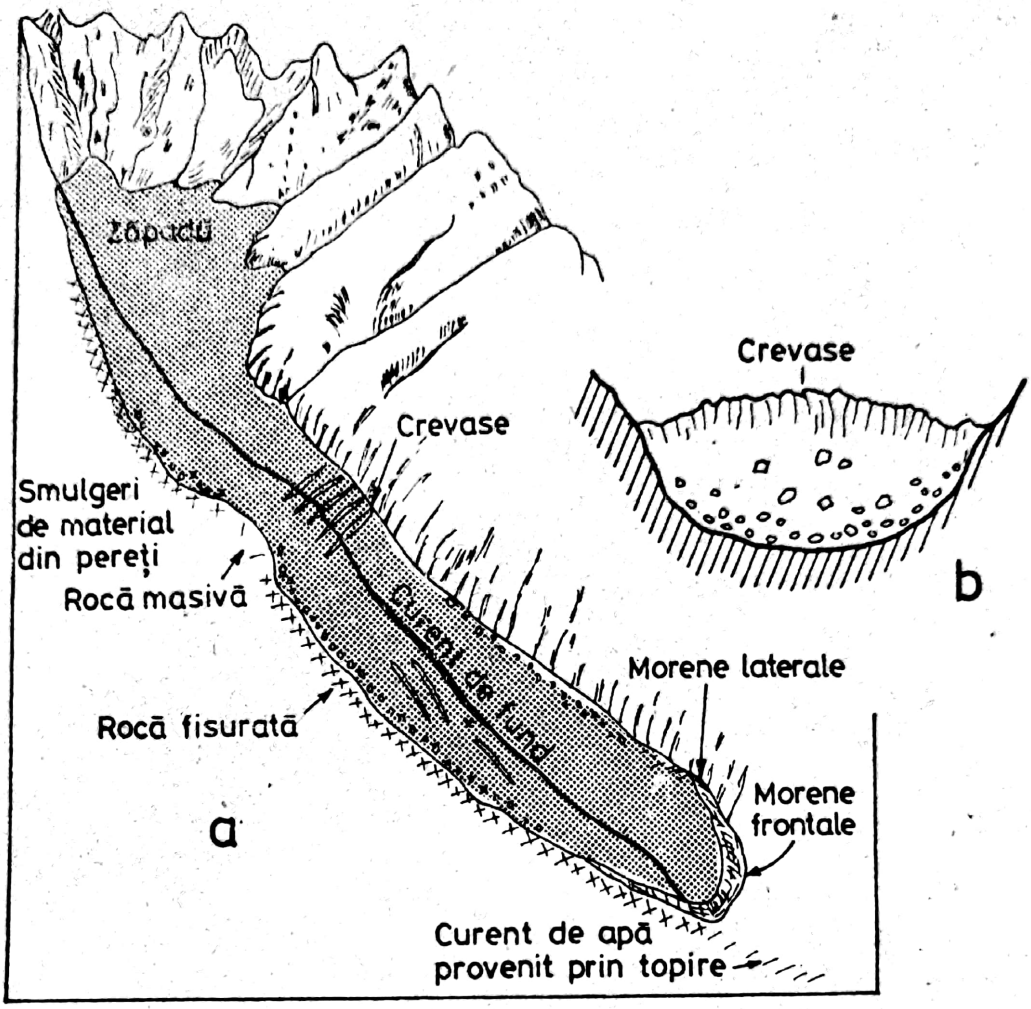


Fig. 100. Gheţar de vale: a — *văzut în lungime;* b — *în secţiune transversală.*

asemănătoare unor puternice pocnituri, cum şi revărsări locale de apă.

Suprafaţa exterioară a gheţarilor este vălurită ca o curgere de noroi. Valurile se formează în procesul de curgere al gheţarului şi sînt puse în evidenţă prin praful depus de vînt în denivelările lor. Denivelări la suprafaţa gheţarilor rezultă şi din topire, în timpul verii, cînd la suprafaţă apar şi cursuri torenţiale, din care se alimentează crevasele şi tot din crevase apa revine la suprafaţă.

Curgerea gheţarilor nu este uniformă. Este frînată de contactul cu rocile văilor prin care curg; este mai activă la suprafaţă şi în interior. Potecile de traversare a gheţarilor, iniţial, sînt în forma unor linii drepte; cu timpul suferă o deplasare, mai accentuată pe la mijlocul gheţarului, avînd partea bombată în spre zona de topire.

Scanned with OKEN Scanner

Zona de topire este plasată la altitudini sub limita zăpezilor persistente. Unii gheţari, ca acei din Alpi (Bosson), au curs şi s-au topit, în 1892, la nivelul pădurilor de răşinoase. În Noua Zeelanda, gheţarii coboară pînă la zona ferigilor arborescente. Gheţarii ar curge pînă la altitudini mai mici, dacă în topirea lor nu ar interveni o serie de factori, ca: influenţa directă a căldurii solare, ploile, vînturile uscate şi calde; vînturile umede cu ceţuri; praful şi materialul solid, care fiind corpuri opace absorb lumina, iar căldura rezultată grăbeşte topirea. Acelaşi proces influenţează topirea în părţile laterale ale gheţarilor, la contactul cu rocile văii.

Apa rezultată din topire, laolaltă cu cea care curge pe gheţar, cu cea care curge pe sub gheţar, se adună în frontul de topire, unde se formează un *torent glaciar* al cărui debit este cu atît mai ridicat cu cît topirea este mai activă. Zona de topire a gheţarilor în climatul temperat suferă o deplasare în amonte începînd din primăvară pînă în iulie-august, cînd începe revenirea la nivelul de iarnă. Zona de topire este influenţată de pantă, de orientarea faţă de punctele cardinale, de variaţii climatice sezoniere sau periodice.

Acţiunea geologică a apei în stare solidă este un factor important în dezagregarea şi eroziunea reliefului înalt şi în depunerea materialului transportat peste relieful depresionar. Calotele polare de gheaţă, în curgerea de pe ariile continentale spre oceane, înglobează întregul material mobil şi rad ca o pilă uriaşă stîncile peste care trec, iar materialul dislocat este încorporat şi cimentat în masa de gheaţă, astfel că gheţarul apare „împănat“ (armat) cu un material mai dur. Acţiunea de roadere este proporţională cu presiunea gheţarului şi cu iuţeala de curgere. Roaderea şi lustruirea rocilor depinde şi de natura acestora: rocile magmatice sînt aproape lustruite; calcarele primesc striuri paralele; stîncile care nu sînt dislocate sînt scrijelate. Materialul înglobat în partea inferioară a gheţarului este rotunjit, avînd muchiile şterse şi feţele plane.

Materialul solid din masa gheţarilor polari este depus în zona de topire, sub forma unor îngrămădiri vălurite (colinare), paralele cu frontul zonei de topire, sau este dispersat pe fundul oceanelor în măsura în care se topesc gheţarii plutitori.

Distribuţia materialului solid rezultat din topirea pe continent a gheţarilor este următoarea:

Scanned with OKEN Scanner

— *zona morenelor frontale* sau terminale, de forma unor valuri înalte perpendiculare pe direcţia de curgere a gheţarilor, în care *pradolinele* reprezintă relieful cel mai înalt;

— *zona drumlin*-urilor, cu depuneri sub forma unor movile care se formează în apropiere de fruntea gheţarului, aşezate în formă de amfiteatru, în direcţia de curgere. Reprezintă depuneri detritice ale *morenei de fund* şi a fragmentelor înglobate în masa gheţii. Morenele de fund au forme confuze, mamelonate, descrescînd spre amonte. Sînt acoperite cu un detritus nisipos-argilos *(argile cu blocuri)*. Movilele de nisip *(kames)* alternează cu movile longitudinale de pietriş *(esker)*. În cadrul argilelor cu blocuri apar zone depresionare cu lacuri şi mlaştini glaciare;

— *zona sandrelor*, cîmpii de nisip adus de torenţii din fruntea gheţarilor şi răspîndit sub forma de valuri şi dune;

— *zona periglaciară*, cea a cîmpiilor acoperite de loess.

În ariile de topire a vechilor gheţari continentali se întîlnesc şi aşa numitele *blocuri eratice*, stînci de diferite mărimi (pînă la zeci, sute şi mii de tone), prinse în masa gheţarului, aduse de la mari depărtări şi depuse în frontul de topire. Structura şi compoziţia lor petrografică este net diferită de cea a formaţiunilor pe care s-au oprit.

Acţiunea de roadere a gheţarilor de vale începe odată cu formarea avalanşelor şi a lavinelor care antrenează, în masa lor, materialul dezagregat şi slab încastrat în pantele peste care trec. Gheţarul format şi pus în mişcare transportă materialul încorporat cu ajutorul căruia roade, zgîrie şi lustruieşte rocile din patul şi din pereţii văii, care apar ca şuviţele de lînă de pe spinarea oilor netunse *(roches moutonnées)*.

Profilul transversal al văilor de gheţar este în formă de „U", spre deosebire de al apelor curgătoare din zonele muntoase al căror profil transversal este în forma de „V", mai mult sau mai puţin deschis. Profilul longitudinal al apelor curgătoare este o pantă aproape continuă, pe cînd la văile de gheţar albia are un profil în trepte, în cascade, pe a căror platformă se produce o eroziune (marmite, căldări) în care se instalează lacuri.

Gheţarii transportă pe spinarea lor întreg materialul încorporat, pe cel rostogolit de pe versanţi şi pe cel înglobat din patul văii. Orice gheţar prezintă analogie cu un curs de apă de-a lungul căreia se petrec fenomene de ablaţiune şi de coraziune în porţiunea de curgere şi procese de sedi-

Scanned with OKEN Scanner

mentare la punctul de topire. Materialul încorporat în gheţar, în afară de cel provenit din lavine şi avalanşe, care este prins în masa gheţii, apare dispus la fundul gheţarului şi pe cele două laturi; pe spinarea şi pe linia de unire cînd gheţarul este format din doi sau mai mulţi gheţari confluenţi. Ansamblul acestui material, la topire, formează îngrămădiri de diferite forme, numite *morene*. S-au dat scheme variate şi detaliate în legătură cu formarea şi morfologia morenelor. Se vor menţiona aici numai cîteva, mai des întîlnite din categoria morenelor staţionare:

— în frontul gheţarului se formează *morenele frontale* în care se amestecă material de pe suprafaţa gheţarului cu cel de pe fundul văii;

— *morena mediană* care se formează din unirea morenelor laterale a doi gheţari care se unesc;

— *morene laterale* sau de ţărm, rezultate din materialul transportat pe părţile laterale ale gheţarului.

Cînd gheţarul se retrage în mod sensibil, morena frontală ia aspectul unui *amfiteatru morenic*, iar morenele mediană şi laterale iau aspectul unor îngrămădiri în lungul văii (morene longitudinale). Adesea, în spatele amfiteatrului morenic se formează *lacuri glaciare*. Morenele frontale, inclusiv amfiteatrul morenic, au o pantă abruptă în amonte şi mai dulce în aval, din cauza materialului depus de apa care curge din topirea gheţarului. Panta aceasta a fost denumită *con de tranziţie*, în care materialul depus suferă şi o ciasare mecanică, după mărime şi greutate specifică. Centura morenică (amfiteatrul morenic), împreună cu depresiunea din spatele ei şi cu conul de tranziţie, formează un *aparat fluvio-glaciar* sau un *complex glaciar*. De-a lungul unei văi de gheţar se pot forma mai multe complexe glaciare, constituind o *arie glaciară (Penck)*.

Relieful format prin acţiunea apei în stare solidă este deosebit de al celorlalţi agenţi erozivi. Din acţiunea îngheţ-dezgheţ rezultă relieful în dinţi de ferăstrău al crestelor muntoase. Văile cu pereţii drepţi, cu profilul în trepte, prezintă un pitoresc deosebit. La nivele superioare văii principale apar văile afluenţilor gheţarului, aşa-numitele *văi suspendate*. Morenele, ele însăşi, constituie un relief aparte în formă de metereze, de valuri dispuse transversal pe direcţia de curgere a gheţii.

Scanned with OKEN Scanner

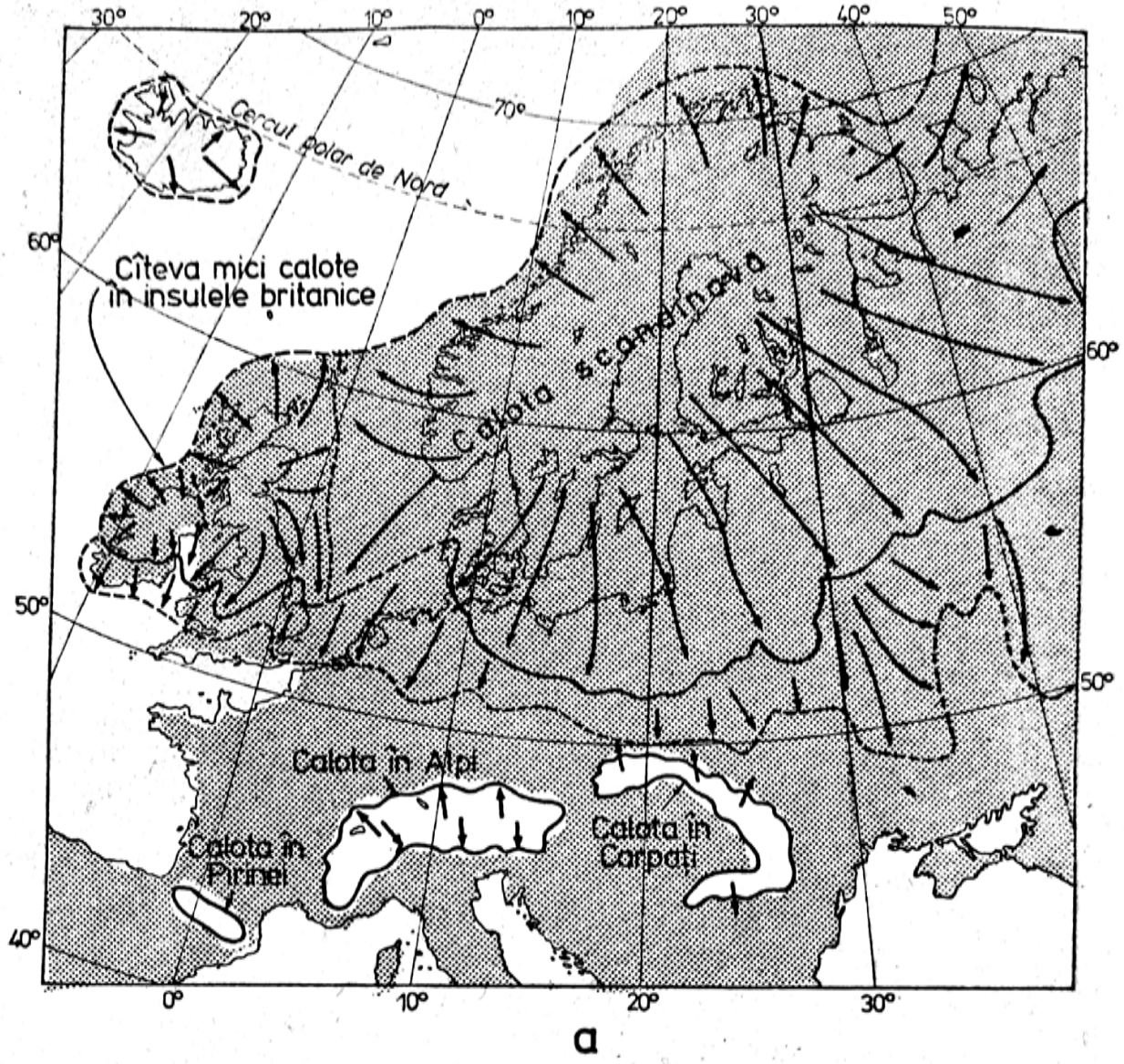
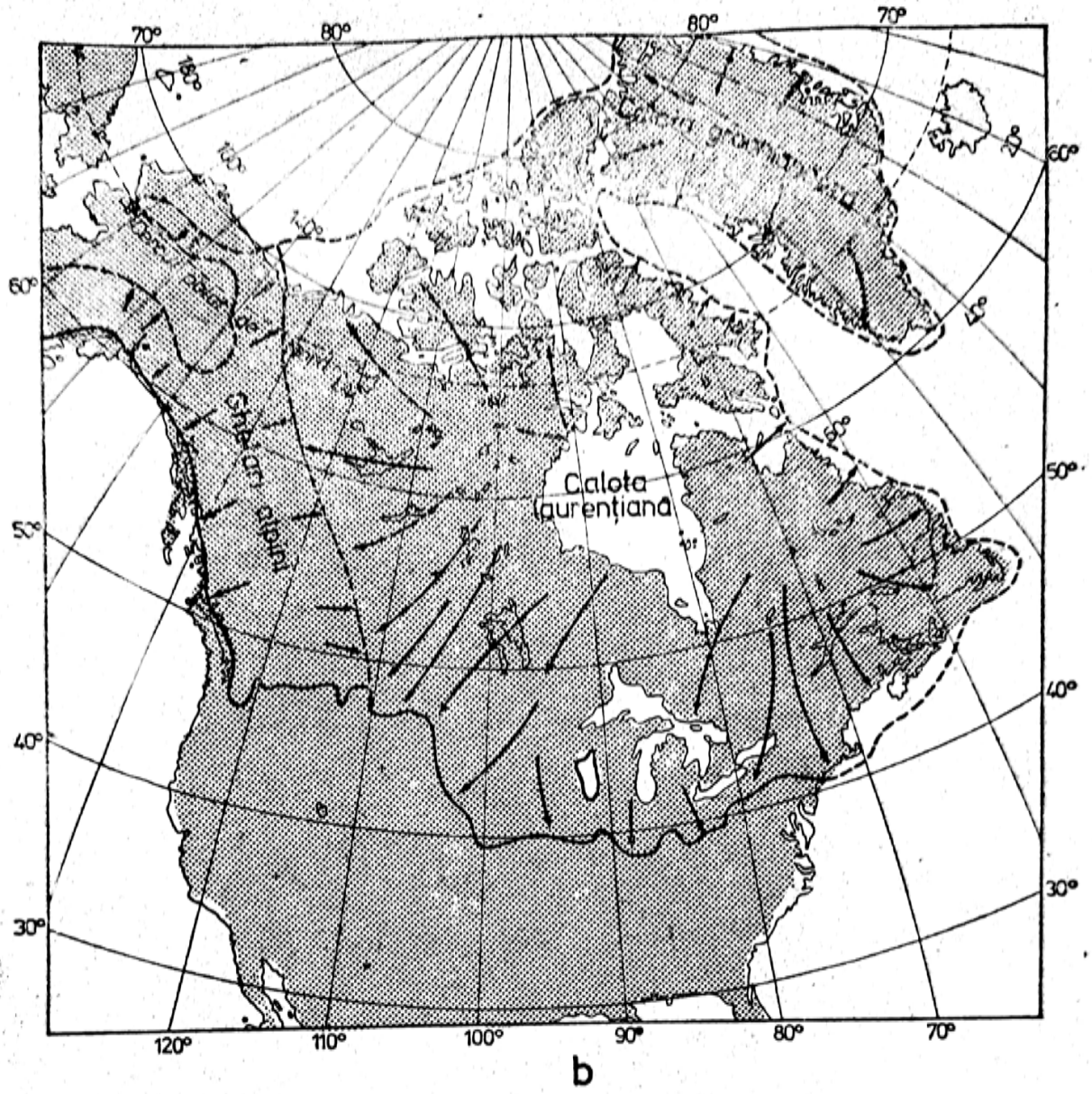


Fig. 101. Aria de răspîndire a glaciaţiunii cuaternare: a — *în Europa;*

Vechi perioade glaciare. Din studii de geografie şi de geologie rezultă că în erele geologice s-au succedat perioade de mari întinderi ale gheţarilor, numite *perioade glaciare*, separate între ele de perioadele *interglaciare*, în care gheţarii s-au retras spre ariile lor polare şi spre vîrful munţilor înalţi. În cîmpiile germane, ale Poloniei şi ale Bielorusiei sînt presărate blocuri eratice în mărimi ce depăşesc chiar mii de metri cubi, a căror compoziţie petrografică diferă cu totul de cea a terenului unde se găsesc. Tot aici apare relieful şters al depunerilor morenice şi loessul de la periferia lor (fig. 101). În perioada cuaternară s-au produs trei glaciaţiuni (perioade glaciare) legate de înaintarea spre sud a gheţarului din regiunea arctică şi, concomitent, patru gla-

Scanned with OKEN Scanner



b — *în America de Nord și Groenlanda (după R.F. Flint).*

ciațiuni legate de înaintarea gheţarilor din Alpi şi Carpaţi peste terenurile din faţa lor (de la nord şi de la sud).

Perioade glaciare au existat în toate erele şi au fost identificate chiar din vremea precambriană. Adesea, depunerile dintr-o perioadă glaciară sînt aşezate peste depuneri ale perioadelor glaciare precedente, fiind separate prin faţa superioară, alterată, a primelor depuneri.

În explicarea fenomenelor glaciare s-a recurs la cauze externe, astronomice şi la cauze terestre, explicabile geologic şi geofizic. Între cauzele astronomice ar fi putut interveni: variaţia înclinării axei polare N-S a Pămîntului pe orbită; variaţii ale vitezei în mişcarea de rotaţie terestră; perturbaţii legate de variaţia fluxului energetic solar.

Scanned with OKEN Scanner

Între cauzele geologice ar fi: variaţia în creştere a conţinutului de CO_2 în atmosferă, în perioadele cu activitate vulcanică, urmată de o scădere a aceluiaşi gaz în perioade mai liniştite sub raport vulcanic, în care scăderea procentului de CO_2 ar fi urmată de o răcire a atmosferei; cauze tectonice, ca ridicarea unor blocuri deasupra limitelor zăpezii permanente, împrejurare care ar favoriza formarea gheţarilor. Nici aceste procese nu au putut fi lămurite, fiind posibil un cumul de cauze astronomice şi terestre.

Urme de gheţari în Carpaţi. Încreţirea Carpaţilor s-a terminat în Neogen, fiind urmată de ridicarea în bloc a orogenului cu circa 1 000 m. Prin această ridicare lentă, clima tropicală şi mediteraneană, din timpul erelor anterioare a fost succedată de un climat din ce în ce mai rece şi mai umed, sub influenţa căreia s-au format gheţari în ariile carpatice, la înălţimi care au depăşit 2 000 m.

În Carpaţii Meridionali se află văi şi morene glaciare în: Munţii Făgăraş, forme de tip pirenean şi alpin, cu lungime pînă la 8 km; în Retezat, văile care coboară de la Păpuşa, însoţite de cele mai tipice zănoage şi lacuri glaciare (Bucura, Zănoaga); în Ţarcu, în bazinul de recepţie al văilor Hideg, Bistra cum şi în crestele vîrfurilor Ţarcu, Căleanul, Vf. Petrii ş.a. Alte masive din Carpaţii Meridionali cu urme de gheţari sînt: Parîngul, Godeanu, Borăscu, Surianu, Cîndrelu, apoi Bucegi, Siriu, Călimani, Munţii Rodnei din Carpaţii Orientali. Nu se cunosc urme de gheţari în Munţii Apuseni.

Dinamica apei oceanice. În cele ce urmează, se va lua în considerare dinamica Oceanului Planetar în totalitatea lui, reprezentat prin oceane şi mări. Oceanele sînt suprafeţe foarte întinse de apă, mărginite de continente sau separate după criterii pur geografice, de exemplu delimitarea spre regiunea antarctică a celor trei mari oceane (Pacific, Atlantic şi Indian). Mările au întinderi mai reduse, cu sau fără legături cu oceanele, fiind mărginite de continente sau de continente şi arcuri insulare. Unele mări, cele de tip mediteranean, sînt aşezate între două sau trei continente, ca Marea Caraibilor şi Marea Mediterană. Mări de coastă sau mări litorale sînt cele din estul Asiei. Marea Neagră şi Marea Baltică sînt mări interne, iar Marea Caspică este o mare închisă.

Scanned with OKEN Scanner

Suprafața acoperită de Oceanul Planetar este de aproximativ 360 milioane km². Repartizarea pe oceane și mările aferente fiecărui ocean este dată în tabelul 6.

Tabelul 6

UNELE DATE CU PRIVIRE LA OCEANE ȘI MĂRI
(după E.A. Pora, L. Oros, 1974)

Oceanul	Suprafața, km²	Adîncimea în m		Mările anexe
		medie	maximă	
Pacific (mările aferente)	179 680 000 (18 702)	4 028	11 500	Bering, Ohotsk, Galbenă, Japoniei, de coralieri ș.a.
Atlantic (mările aferente)	93 100 000 (6 661)	3 650	9 218	Mediterană, Neagră, Baltică, Nordului, Caraibilor etc.
Indian (mările aferente)	74 920 000 (4 735)	3 897	7 450	Arabiei, Roșie, Andamană
Înghețat de nord (mările aferente)	13 100 000 (7 575)	1 205	5 220	Barenț, Albă, Norvegiei, Groenlandei, ș.a.

Oceanul planetar, în vasta întindere a contactului cu uscatul continental și insular, exercită asupra scoarței continentale și insulare o acțiune chimică și mai ales mecanică de mari proporții, prin atacul continuu al valurilor asupra țărmului. Acțiunea chimică a apei oceanice este redusă la procese care continuă pe cele existente în scoarța de alterare. Atacul chimic este susținut de cantitatea ridicată de ioni liberi prezenți în apa oceanică, a cărei salinitate medie este de 35‰. Totalitatea sărurilor dizolvate în apa Oceanului Planetar ar fi de 48 300 miliarde tone, revenind în medie 34 500 t/km³. De remarcat că, în afara sărurilor dizolvate, se mai găsesc cantități foarte mari de oxizi de fier și de mangan (cu Cr, Ni, Ti etc.) sub formă de noduli

Scanned with OKEN Scanner

așezați pe solul oceanic. Estimările cantitative a acestor noduli se ridică la 15 000 miliarde tone numai pentru Oceanul Pacific. Extrapolînd la suprafața tuturor oceanelor și mărilor, s-ar obține o cantitate de noduli cam de aceeași ordine de mărime cu a sărurilor dizolvate. Proveniența acestor săruri în Oceanul Planetar poate fi sincronă (din același timp) și singenetică (origine comună) cu apa oceanelor, la care s-a mai adăugat și se adaugă necontenit săruri legate de erupții vulcanice submarine, sărurile rezultate din minerale ale crustei oceanice dizolvate de apa oceanică *(halmyroliză)* și săruri dizolvate de apele continentale și transportate în soluție în apa oceanică.

Dinamica apei Oceanului Planetar este legată de mișcările continue ale apei, aflată într-o agitație continuă, sub formă de: valuri, maree și curenți oceanici. *Valurile* sînt mișcări odulatorii care apar la suprafața apei, în care, totuși, apa nu se mișcă pe orizontală. Sînt provocate de vînturi (valuri eoliene). Acestea sînt cele mai răspîndite. În largul oceanelor, apar aproximativ paralel (hulă) și se mențin și după încetarea vîntului. Cînd intensitatea vînturilor crește, se formează valuri de furtună care, în partea de nord a Oceanului Pacific, ajung pînă la 400 m lungime și la 18 m înălțime. Aproape 2/3 din suprafața oceanelor este afectată de valuri, cu înălțimea de 0,6—2 m. Restul suprafeței oceanice este acoperită cu valuri cu înălțimea de 2—6 m (26%) și 8% din suprafață este cuprinsă de valuri cu înălțimea de peste 6 m.

Mișcările seismice produc valuri care pot ajunge la înălțimea de 15—35 m (tsunami), și cu lungimi pînă la 500 m și cu viteze pînă la 800 km/oră. Cutremurul provocat de erupția vulcanului Krakatau (1883) a produs valuri cu amplitudinea de 70 m. Efectul acestora asupra așezărilor omenești din zona țărmurilor este distrugător. În categoria valurilor seismice intră și cele produse de erupțiile vulcanice submarine și de alunecări în versanți submarini.

Mareele sînt mișcări de ridicare și de coborîre a apei oceanice în apropierea țărmurilor. În largul oceanic, mareele imprimă apei numai mișcări pe verticală; în apropierea țărmului mișcarea mareică are loc și pe orizontală: o înaintare spre uscat, numită *flux*, urmată de retragerea valului, numită *reflux*. Ciclul complet flux-reflux este de 12 ore și 25 minute, deci două cicluri în 24 ore și 50 minute.

Scanned with OKEN Scanner

La un interval de 14 zile se produce un flux maxim (cînd Luna este în conjuncţie sau în opoziţie); cînd Luna se găseşte în faza primului sau la al doilea pătrar, fluxul mareic este minim.

În funcţie de morfologia şi adîncimea apei în apropierea ţărmurilor, variază şi intensitatea maximă sau minimă a mareelor: cele mai favorabile pentru intensitate maximă sînt golfurile şi estuarele cu adîncimi mici, cîmpiile joase, canalele litorale. În Marea Islandei valul mareic atinge 16 m înălţime; în Marea Albă 12 m; în Golful Arabiei 13 m; în strîmtoarea Magellan 18 m; în estul Canadei (golful Baya-Fundy) 19 m. Captarea energiei mareice, ca forţă hidroenergetică s-a făcut pentru prima dată la La Rance, pe coasta peninsulei Bretagne, Franţa, în estuarul fluviului Rance unde valul mareic atinge înălţimea de 13,5 m.

Curenţii oceanici sînt deplasări ale unei însemnate cantităţi de apă de la suprafaţa oceanelor (pînă la 300 m adîncime), pe lăţimi variabile, putînd ajunge pînă la 250—300 km, ca *Golfstrom* în Oceanul Atlantic, *Kuro-Sivo* în Oceanul Pacific şi alţii. Viteza curenţilor oceanici este variabilă, cel mai rapid fiind curentul *Soltford*, de pe ţărmurile Norvegiei, a cărui viteză ajunge pînă la 30 km/oră. Cauzele curenţilor oceanici sînt: vînturile regulate şi cele periodice, diferenţa de temperatură şi de densitate a apelor, forţa de gravitaţie, mareele. Unii curenţi se formează în continuarea curgerii apelor fluviilor în apa oceanică (Obi şi Enisei în Marea Kara şi Lena în Marea Laptev, Gange, Amazon, Congo, Mississippi). În estuare, curenţii oceanici înaintează contra direcţiei de curgere a fluviilor (Lena, Tamisa, Amazon ş.a.). În zona orientală a Oceanului Pacific a fost descoperit în 1973 un nou curent oceanic, curentul *Cromwell*, de-a lungul ecuatorului, cu direcţia spre est. Curentul se află la 100 m sub suprafaţa oceanică; are lăţimea de 600 km şi grosimea de 200—300 m.

Efecte mai deosebite în mişcarea apei oceanice produc fluviile suboceanice care se dezvoltă în prelungirea gurilor de vărsare a fluviilor continentale. Conurile de aluviuni depuse la gura de vărsare a fluviilor, pe shelf şi pe povîrnişul continental, adesea, au o dezvoltare excepţională. Pe suprafaţa acestor conuri, fluviile continentale îşi continuă funcţia de transport şi de depunere, pe suprafeţe cu un relief desfăşurat în formă de evantai. Un mare con suboceanic este cel format

Scanned with OKEN Scanner

în continuarea fluviului Gange, descoperit în cursul *Expediției Scripps*, care a activat în Oceanul Indian și în Oceanul Pacific. Suprafața conului este de circa două milioane mile pătrate, cu depuneri mai groase pe povîrnișul continental.

Viteza fluviilor oceanice este de 40—50 mile/oră. În cursul transportului se face și o clasare mecanică a materialului transportat și depus după mărime și densitate. Unele fracțiuni din aceste depozite pot avea și importanță economică. De menționat că aceste fluvii transportă, pe lîngă suspensii coloidale, și substanțe dizolvate. În mediul oceanic, mediu cu alte caracteristici electrolitice, se neutralizează atît coloizii de protecție cît și sarcinile substanțelor dizolvate în apa fluviilor; urmează depunerea treptată a acestora, în lungul conului de depuneri submerse.

Acțiunea dinamică majoră a apei oceanice asupra uscatului este cea de eroziune, manifestată de valuri asupra falezei, urmată de transportul materialului dislocat din țărm și de sedimentarea acestuia.

Eroziunea apelor oceanice asupra uscatului continental se face în lungul liniei de țărm, prin valuri, prin curenți oceanici și prin maree. Dintre acești agenți, valurile cu acțiune predominantă, în funcție de intensitatea lor, de unghiul pe care-l face valul cu linia de țărm, de configurația țărmului, de natura și poziția rocilor care vin în contact direct cu valurile. Intensitatea cu care valurile lovesc țărmul este diferită. Marea sau oceanul liniștit nu au o acțiune de luat în seamă. În schimb, apa oceanică agitată, ca în nordul Scoției, lovește țărmul cu o putere pînă la 3 000 kg/cm² în timpul verii; iarna puterea valurilor poate fi de 2—3 ori mai mare. Și în alte zone geografice în timpul furtunilor oceanice, puterea valurilor poate atinge valori mult mai ridicate. Valurile subminează țărmul la linia de contact unde formează o firidă deasupra căreia faleza apare în consolă (fig. 102). Partea suspendată a țărmului se surpă iar valurile prind blocuri mai mari sau mai mici pe care le aruncă asupra țărmului mărindu-și puterea de dislocare. În această bătaie ritmică a valurilor, materialul se mărunțește. În retragerea valurilor, fragmentele mai mici sînt purtate pe platforma continentală submersă și depuse după o clasare mecanică: pietrișul aproape de linia de țărm (zona litoral-neritică), nisipul mai în larg pe platformă (shelf), iar fragmentele fine sînt purtate de valuri ca suspensii pînă la distanțe mari în larg.

Scanned with OKEN Scanner

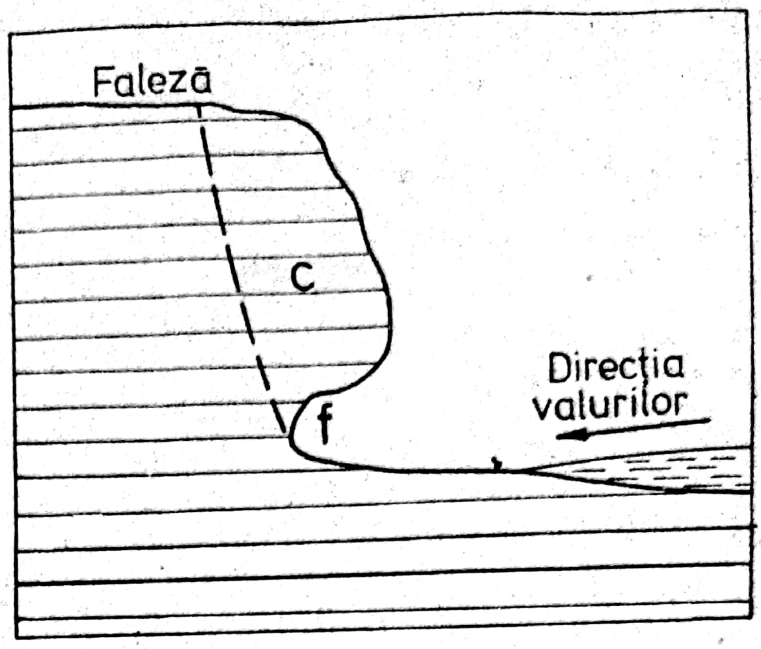


Fig. 102. Țărm subminat de valurile oceanice: f — firidă; c — țărm în cornișă, expus surpării.

Acțiune maximă au valurile care înaintează perpendicular pe linia de țărm: cu cît unghiul de lovire este mai mic cu atît acțiunea de eroziune este mai scăzută, activitatea minimă fiind cînd direcția valurilor este paralelă cu țărmul. În acest din urmă caz fragmentele tîrîte de valuri pot forma cordoane litorale și bariere cu care închid, total sau parțial, unele guri de vărsare ale fluviilor.

Rocile moi, puțin consolidate, sînt ușor atacate și țărmul este distrus cu ușurință. Rocile dure, mai rezistente, sînt slăbite atît prin puterea valurilor cît și prin acțiunea de alterare a apei marine care intră în sistemul de fisuri și în porozitatea rocilor. În masa rocilor moi, atacul valurilor fiind activ, eroziunea produce *golfuri*; în cazul rocilor dure, rezistente, apar *promontorii*.

Atacul continuu al valurilor asupra țărmului duce la formarea unei *platforme de coastă* sau *platformă litorală*, pe care se realizează un echilibru între puterea valurilor și forma coastei. Cu cît țărmul este mai înclinat, cu atît puterea valurilor este mai scăzută, fiind minimă în cazul plajelor. Poziția stratelor, natura rocilor și stilul tectonic influențează forma variată a coastelor oceanice.

Din activitatea continuă a valurilor asupra uscatului, linia de țărm este împinsă spre uscat peste o suprafață nivelată. Este *suprafața de abraziune marină* care se formează în procesele de transgresiune, cînd atacul apei este susținut și de o mișcare de scufundare a uscatului. Mărturii ale întinderii uscatului supus unei abraziuni marine rămîn insulele

Scanned with OKEN Scanner

și stîncile izolate, terenuri care au rezistat eroziunii. Mărturia cea mai valoroasă, însă, este limita *pragului continental*, situată între zona neritică și zona batială. Aceasta este și limita dintre *soclul continental* și domeniul oceanic.

Într-un proces de ridicare a țărmului, soclul continental se ridică cu tot ce este pe el; apele se retrag și acțiunea valurilor asupra țărmului încetează. Pe terasa marină formată începe să apară o nouă rețea hidrografică, pe o suprafață acoperită cu depozite nisipos-argiloase.

Printre formele de relief rezultate din eroziunea litorală menționăm: faleze, firide, insule, stîlpi, platforme de plajă și platforme de abraziune.

Transportul materialului erodat se face sub acțiunea valurilor provocate de vînt, a valurilor mareice, a curenților oceanici și a fluviilor subterane. Valurile mișcă fragmentele din zona litorală, care, lovindu-se între ele, devin din ce în ce mai mici. Nisipul este purtat și întins peste platforma submersă, valurile oceanice putînd avea influență pînă la adîncimea de 200 m. În unele mări urmele de valuri în nisip pot fi urmărite pînă la adîncimea de 50 m.

În mările puțin adînci, valurile mareice au o mai mare capacitate de transport decît valurile eoliene, fiind maximă în strîmtori, între grinduri și între insule. Valurile mareice transportă nisipuri pe shelful continental și, în unele zone, transportă mîluri pînă la 1 000—2 000 m adîncime.

Curenții oceanici transportă pînă la mari depărtări materialul detritic luat din părțile mai puțin adînci ale oceanelor, împreună cu materialul adus în larg prin curenții mareici.

Sedimentația marină începe în *zona litorală*, unde rămîne un material detritic grosier, de mărimea *pietrișului* grosier, sau mai mărunt care, prin cimentare ulterioară, formează conglomerate. De regulă, extinderea conglomeratelor peste suprafața de abraziune marină marchează procesul lent de avansare peste uscat a liniei de țărm. În funcție de morfologia țărmurilor și de direcția curenților de coastă, în zona litorală se află și forme noi ale reliefului și microreliefului: cordoane litorale, bariere, perisip (depuneri de nisip la gura golfurilor), plaje ș.a.

Sedimentația în *zona neritică* se face peste întreaga suprafață a platformei submerse, pînă unde apa nu depășește adîncimi mai mari de 200 m. De la zona litorală, în continuare, sedimentele sînt formate din pietriș mărunt, nisip grosier, urmate spre larg de nisipuri fine, în apropierea pra-

Scanned with OKEN Scanner

gului continental nisipul fin fiind amestecat cu mîluri. După compoziţia lor chimică-mineralogică nisipurile sînt: cuarţoase, calcaroase, micacee, manganifere-feruginoase, cu conţinut de oxizi de titan, crom ş.a.

Prin cimentarea nisipurilor se formează *gresii* care, după conţinutul lor mineralogic, sînt foarte variate, multe dintre felurile de gresii avînd importanţă economică.

Prin acumularea nisipului pe shelful continental se pot forma insule de nisip, ca pe coasta estică a Australiei, unde insula Fraser are o suprafaţă de 160 000 ha. Relieful insulei este bogat în dune şi coline de nisip, cu înălţimi pînă la 235 m peste nivelul oceanului. Nisipul este bogat în fier şi titan. La suprafaţă, s-a format un sol pe care creşte o vegetaţie proprie, de care îşi leagă existenţa specii rare de animale. Se constată şi aici marea presiune a biosferei care se întinde peste toate suprafeţele ce oferă posibilităţi de menţinere a vieţii.

Pe povîrnişul continental, între 200—2 500 m adîncime, se dezvoltă *zona batială*, cu sedimente fine, alcătuite din praf (aleurite) şi mîluri (pelite), provenite de pe uscatul continental, aduse de curenţi, la care se adaugă şi material de origine organică (pelite organice):

— mîlul albastru, de culoare cenuşie-albăstruie pînă la negricioasă, format din particule coloidale de natură argiloasă la care se adaugă un conţinut de circa 16% resturi organice, mîluri bogate în monosulfură de fier (Marea Mediterană, Marea Neagră, Marea Caraibilor, Oceanul Atlantic etc.), în mediu reducător lipsit de oxigen, la adîncimi variabile, de la 15 m (Golful Neapole) la peste 5 000 m în Oceanul Atlantic;

— mîlul calcaros, rezultat din amestecul pelitelor argiloase cu detritusul fin, produs din sfărîmături ale edificiilor de corali, amestecat şi cu resturi scheletice ale planctonului, prezent pe platforma continentală din regiunea ecuatorială, cum şi în mările: Mediterană, Roşie, Caraibilor, la adîncimi de circa 300 m;

— mîlul roşu, din care rezultă argile şi marne de culoare roşie, prezente în zone aerisite ale mărilor şi oceanelor; provenite din suspensii de laterite, terra-rossa şi loess, aduse de pe continente (regiunea tropicală) de către apele curgătoare asiatice în Marea Galbenă, din America de Sud, de către Amazon şi Orinoco (pe o suprafaţă de 250 000 km²), din Africa prin fluviile Niger, Zair (Congo) ş.a.;

Scanned with OKEN Scanner

— mîlul verde glauconitic, bogat în mineralul glauconit, răspîndit pe platforma submersă (shelf) între 50—200 m adîncime, dar și la adîncimi mai mari (pînă la 2 500 m) în Oceanul Indian, cum și pe coasta Californiei (la 200—700 m) unde are cea mai mare răspîndire cunoscută pînă în prezent;

— mîlul negru (sapropelul), prezent în mările închise, neaerisite, bogate în hidrogen sulfurat de la anumite adîncimi în jos (în Marea Neagră sub nivelul —180 m); H_2S este un gaz produs de *Bacterium hidrosulfuricum ponticum* prin descompunerea sulfaților și a materiei organice în putrefacție. Din amestecul substanței organice cu mîlul rezultă mîlul sapropelic de care sînt legate zăcăminte de hidrocarburi și din care s-au format unele șisturi bituminoase (de exemplu, șisturile disodilice din stratele neogene ale Carpaților Orientali și din nord-vestul Bazinului Transilvaniei);

— mîlul și nisipul vulcanic răspîndit în apropierea insulelor vulcanice, a vulcanilor submarini (apreciați la 10 000 numai în Oceanul Pacific) și pe coastele oceanice bogate în vulcani, din cele două cercuri vulcanice; aceste mîluri se întind pe o suprafață de circa 2 000 000 km².

Zona abisală este domeniul marilor adîncimi ale Oceanului Planetar în care se produce o sedimentație de material pelitic fin, în amestec cu praf cosmic, *detritus* adus de ghețarii plutitori, material vulcanic și resturi organice provenite de la organisme pelagice, din planctonul oceanic. Sedimentele au întinderi mari, dar grosimi reduse. În această zonă se deosebesc mai multe tipuri de mîluri, ca:

— mîluri cu globigerine, formate din resturi de foraminifere pelagice și de alge calcaroase, căzute din plancton, depuse într-un ritm lent (1 cm în 1 050 ani), sub forma unor strate cenușii sau albicioase, la adîncimi mai mici de 5 000 m, pe o suprafață de 128 milioane km²;

— mîlul cu pteropode, răspîndit în zonele calde, la adîncimi pînă la 3 000 m, cuprinde resturi scheletice de moluște (sub această adîncime scheletele se dizolvă);

— mîlul cu diatomee, între 1 000— 5 700 m adîncime, alcătuit din mîl argilos, în amestec cu frustule de diatomee (41%), din schelete de radiolari și spongieri (9,2%), din substanță calcaroasă (23,3%), pe o suprafață de circa 28 milioane km², mai ales în jurul continentului antarctic;

— mîlul cu radiolari, cu un conținut de 45% schelete de radiolari, 5% spiculi de spongieri și frustule de diatomee, la adîncimi de 4 300—8 200 m, răspîndit pe o suprafață

de circa 10 milioane km², în Oceanul Pacific şi Oceanul Indian (în Oceanul Atlantic nu au fost identificate);

— argila roşie abisală, depusă pe fundurile oceanice cele mai adînci, în suprafaţă de circa 130 milioane km² *(L.W. Collet)*, alcătuită din resturi de organisme calcaroase, silicioase, argile, material vulcanic şi cosmic. Depunerea este foarte lentă: 1 cm grosime în 1 600 ani *(H. şi G. Termier*, 1956).

În afara materialului terigen, transportat în oceane în urma eroziunii apelor continentale şi la linia de ţărm oceanic, în Oceanul Planetar este transportată, anual, cantitatea de circa 4,975 miliarde de tone de săruri sub formă dizolvată (NaCl, KCl, $MgCl_2$, $CaSO_4$, $MgSO_4$, $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$), şi în stare coloidală (Fe_2O_3, Fe_2O, MnO_2, SiO_2 etc). Din acest material, trecînd prin diferite procese, determinate atît de potenţialul electronic cît şi de potenţialul ionic, apar aspectele aşa de variate în evoluţia lui: .

— o parte din SiO_2 total, de 319 milioane tone, este transportată anual în oceane şi alimentează procesul de formare a scheletului plantelor şi animalelor inferioare; altă parte dă produse minerale de neoformaţie ca silicaţi hidrataţi în mîlurile argiloase şi marnoase sau combinaţii ale SiO_2 cu oxizii de fier (glauconit ş.a.);

— din cantitatea totală de circa 558 milioane tone de sulfaţi şi carbonaţi, transportată în apele oceanice în timp de un an, o parte este folosită la creşterea scheletului calcaros al plantelor şi animalelor din mediul oceanic; altă parte (a bicarbonaţilor) se depune ca precipitat biochimic după ce a pierdut CO_2 necesar în fotosinteza planctonului; altă parte se depune ca oolite, mici sferule de $CaCO_3$ dispuse concentric în jurul unui corp străin (nisip, fragment de cochilie etc). O parte a carbonatului de magneziu în amestec cu $CaCO_3$ poate forma calcare dolomitice ($CaCO_3$. $MgCO_3$) sau dolomite (Ca, $Mg.CO_3$).

Lagunele reprezintă zone periferice ale Oceanului Planetar, unde golfuri marine sau oceanice au fost separate de mediul oceanic printr-un grind care închide complet golful (lagună) sau numai parţial (liman), cînd golful comunică cu marea printr-o portiţă.

Fiind separată de mediul oceanic şi neavînd legătură cu ape curgătoare de pe continent, o parte din apa lagunei se evaporează, ceea ce face să i se ridice concentraţia şi să-i scadă capacitatea de a reţine în soluţie unele minerale, astfel că acestea încep să precipite. Mineralele care se depun mai

Scanned with OKEN Scanner

întîi sînt oxizi şi peroxizi de fier, după care urmează carbonatul de calciu, carbonatul de magneziu, sulfatul de calciu, sub formă de anhidrit ($CaSO_4$) dacă temperatura lagunei este mai mare de 30°C şi de gips ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) cînd temperatura este mai scăzută. Depuneri de anhidrit şi de gips, uneori de celestină ($SrSO_4$) s-au produs în mediul lagunar din Subcarpaţi şi din interiorul Bazinului Transilvaniei. După depunerea sulfatului de calciu, se depune clorura de sodiu (NaCl), care este sarea gemă. În cele din urmă, cînd laguna nu mai are decît mici cantităţi de apă, se depune seria sărurilor delicvescente: clorura de potasiu (silvina), clorura de potasiu şi de magneziu (carnalitul), polihalitul şi altele. Ultimele care se depun sînt argilele sărate.

Cercetări efectuate în Marea Mediterană în jurul anului 1970 au pus în evidenţă, prin 22 foraje, existenţa unui strat de sare, care ajunge pînă la grosimea de 1 000 m. Stratul de sare s-a format în urmă cu 5—6 milioane de ani, cînd Marea Mediterană a fost un bazin închis, nu prea adînc, supus unei evaporaţii intense.

În Regiunea Golfului, insula Ormuz este alcătuită în întregime din sare gemă. Are o suprafaţă de 30 km² şi înălţimi pînă la 90 m peste nivelul mării.

Dinamica lacurilor. Lacurile sînt întinderi mai mari sau mai mici de apă dulce sau sărată, în interiorul continentelor. Unele dintre ele au avut legătură cu apele oceanice şi s-au îndulcit pe măsură ce au primit, ulterior, apă dulce adusă de apele curgătoare, de apele de şiroire sau chiar din strate freatice. Acţiunea geologică a apei lacurilor este asemănătoare cu cea a oceanelor sau mărilor, dar într-o proporţie foarte redusă, fiind lipsite de valuri cu activitate intensă şi continuă, de maree şi de curenţi de structura celor oceanici.

Eroziunea sau abraziunea lacustră se exercită la fel ca în cazul oceanelor, ca mecanism al eroziunii, mai ales cînd ţărmul lacului este abrupt: rezultă, în astfel de cazuri, o suprafaţă de abraziune lacustră (Marea Caspică, lacurile: Baikal, Aral, Konstantz, Marea Moartă ş.a.). Unele lacuri, prin schimbări în structura geologic-geografică şi în climat, au pierdut mari cantităţi de apă, pe care nu au mai putut-o înlocui (de exemplu lacul Bonneville care are terasa superioară la 300 m deasupra actualului nivel). Marea Moartă ori unele lacuri africane au la fel, deasupra nivelului actual, terase vechi de abraziune.

Scanned with OKEN Scanner

Acțiunea de *transport* a lacurilor este realizată în modul cel mai complet prin valurile produse de furtuni. Curenți de altă natură pot avea numai lacurile cu suprafață și adîncimi mari.

Sedimentația lacustră. Pe platforma de abraziune lacustră se depun pietrișuri, nisipuri și chiar mîluri care formează terase lacustre de acumulare. Valurile din zona țărmului preiau materialul rezultat din eroziune, de pe versanți (apa de șiroire) și din aportul apelor curgătoare care se varsă în lac. Depozitele sedimentare din zona țărmului prezintă o structură încrucișată. În larg, depozitele formează strate paralele și sînt compuse din mîluri amestecate cu resturi organice. Printre acestea, menționăm:

— creta de lac, rezultată din compactizarea unui mîl calcaros, alcătuit din particule minerale și detritus de cochilii ale unor moluște și plante microscopice cu schelet calcaros;

— mîlul silicios, alcătuit din frustule de diatomee, care, prin compactizare, dau roca denumită diatomit (Kieslgur, tripoli, pămîntel). În țara noastră se găsește diatomit la Minișu de Sus, jud. Arad; în Dobrogea; în bazinul Baraolt;

— sapropelul, sau mîlul negru de lac, se formează pe fundul lacurilor neaerisite, unde materia organică rezultată din putrefacția cadavrelor de plante și animale de apă dulce, se amestecă cu mîlul mineral;

— turbării și turbă apar în regiunile mlăștinoase ale lacurilor, în regiuni joase ale cîmpiilor aluvionare (Delta Dunării), la baza unor versanți din regiuni montane și submontane, în terenuri încărcate cu material deluvial, uneori proluvial, cu o pantă care înlesnește reținerea unei cantități de apă, favorabilă unei vegetații higrofile. În Delta Dunării vegetația este prinsă într-o țesătură de rădăcini acvatice, adesea fără aderență la sol, cînd această țesătură suferă deplasări pe suprafața apei (plaur). În turbării, vegetalele, după moarte, cad în apă unde sînt acoperite cu mîl și, izolate de contactul cu aerul, sînt supuse la procese de carbonificare. În afara rădăcinilor și a părților aeriene moarte, în apă cad, frunze, semințe, polen, vegetale și animale planctonice care îmbogățesc stratul cu material organic. Prin carbonificare, materia vegetală pierde din compoziția ei inițială unii produși, ca: bioxid de carbon, apă, metan (gazul bălților), etan; în urma acestor pierderi, în depozit rămîne mai mult carbon. Deci are loc o îmbogățire procentuală a carbonului, ceea ce îi ridică capaci-

Scanned with OKEN Scanner

tatea calorică față de cea a materialului organic necarbonificat.

În lacurile sărate, prin evaporare, ca urmare a concentrației chimice, se produce precipitarea mineralelor conținute, în funcție și în ordinea crescîndă a coeficientului lor de solubilitate. Se vor depune, la început oxizi și se va termina cu sarea gemă și cu sărurile delicvescente în cazul lacurilor sărate. De regulă, însă, în fiecare lac sărat se depune o anumită sare (sare gemă, carbonați, sulfați, sodă, săruri de potasiu, săruri de magneziu ș.a.).

DINAMICA BIOSFEREI

De la începutul vieții chimiotrofe și, mai intens, după apariția clorofilei, s-a făcut simțită participarea ilan telor, apoi a animalelor în procesele, în creștere, ale pnterrelațiilor dintre mediul fizic terestru și presiunea vieții. Bacteriile, ființe cu nutriție heterotrofă, unele cu posibilități de creare a substanțelor organice nutritive pe calea sintezelor chimice, folosind energia reacțiilor chimice în acest scop, au fost pionierii ciclurilor de evoluție a carbonului, apei, oxigenului etc. între regnul mineral și viața proaspăt începută.

După apariția clorofilei și, proporțional cu mărimea în creștere a populațiilor vegetale, schimbul cu mediul înconjurător a cunoscut sporuri remarcabile. Oxigenul, eliberat în funcția de fotosinteză, s-a acumulat în atmosfera la început cu alt conținut chimic, din care plantele au folosit, în mod treptat, substanțe toxice, contribuind la purificarea aerului pînă cînd s-a ajuns la proporția actuală de componenți naturali. Oxigenul produs de plante, sub influența radiațiilor ultraviolete, s-a transformat, parțial, în ozon, care este răspîndit în stratosferă și mezosferă, sub formă dispersată, între două pături mai dense: una la 25 km; alta la 50 km înălțime. Grosimea atmosferei cu conținut de ozon, creat de vegetația din apa oceanelor, a constituit și continuă să fie un strat protector al vieții împotriva acțiunii nimicitoare a radiațiilor ultraviolete cu lungimea de undă sub 1850 Å. Pătura atmosferică cu ozon s-a format înainte de extinderea vieții pe uscat și i-a înlesnit acesteia dezvoltarea și menținerea în continuare. Viața a participat direct sau indirect

Scanned with OKEN Scanner

la formarea solului, care s-a extins, în mod treptat, pe suprafaţa terestră.

Resturi din corpul vieţuitoarelor şi produse organice ale acestora s-au amestecat, în cursul erelor geologice, cu materia minerală încît partea exterioară a scoarţei continentale şi cea sialică de pe scoarţa oceanică conţin însemnate cantităţi de materie organică şi resturi mineralizate ale vieţii. Mărturii ale prezenţei vieţii în compoziţia scoarţei sînt identificate în partea sialică a continentelor, inclusiv în rocile afectate de metamorfismul regional.

Biosfera, acest imens laborator natural, prin energia şi mecanismele biochimice, este un uriaş transformator material-energetic, folosind ca energie lumina solară şi, în mod subordonat, energia reacţiilor chimice. Energia solară este transformată în diferite forme de energie actuală care influenţează, la rîndul lor, mişcarea geochimică a elementelor. Fără aportul vieţuitoarelor multe dintre mineralele scoarţei terestre ar avea mai mare stabilitate. Carbonaţii, silicaţii, hidroxizii de fier şi de aluminiu sînt mineralele mai mult influenţate, în afară de altele, multe la număr, care se formează şi evoluează sub impulsul vieţii.

În corpul vieţuitoarelor intră, ca elemente fundamentale sau elemente biofile majore: C, H_2, N_2, O_2, S, P, Ca, cum şi elemente secundare sau microelemente ca Fe, Mg, Br, I, Cu, Cr, Co, Zn, Mn, şi ultramicroelemente (Rb, Au, Hg, Ra). Elementele majore intră în compoziţia chimică a edificiului organismelor (schelet, înveliş protector, aparate, organe, ţesuturi); altele au rol catalitic în diferite procese biochimice: enzime, hormoni de creştere, digestie, anabolism, catabolism etc.

Acţiunea de distrugere a plantelor şi a animalelor se manifestă în procesele combinate cu ale altor agenţi exteriori (aer, apă, şi bioxid de carbon), aşa de larg răspîndiţi în scoarţa de alterare. O distrugere a scoarţei de către vieţuitoare în mod direct este de mică importanţă. Plante inferioare, rădăcini ale plantelor ierboase sau ale copacilor, împreună cu numeroase bacterii, pătrund în fisurile rocilor, unde, prin secreţii proprii, prin fermentaţia materiei organice şi, în acţiune combinată cu restul agenţilor externi, influenţează, în mari proporţii, intensitatea proceselor de alterare, ducînd la formarea unui depozit rezidual, început al solificării. Pe acesta se fixează, apoi, licheni, muşchi, diferite plante ierboase, care trimit rădăcini, adesea

pînă în roca-mamă a solului. În urmă se instalează plante lemnoase, care trimit rădăcini numeroase şi adînci pînă şi în terenuri stîncoase, folosind în acest scop întreg sistemul de fisuri. În lungul fisurilor, rădăcinile plantelor eliberează unele secreţii care contribuie mai intens la alterarea rocilor. Apa, intrată odată cu rădăcinile, asigură mediul dizolvant şi umiditatea necesară rădăcinii care îşi sporeşte presiunea asupra pereţilor fisurii. Prin astfel de mecanisme, rădăcinile plantelor biruie şi stînca cedează, mărind cantitatea de detritus acumulat la picioarele stîncilor. Materialul dezagregat se deplasează la baza pantelor, fie sub acţiunea gravitaţiei, fie prin transport în apa de şiroire. În acest fel, se îngroaşă depozitele deluviale.

Plantele au rol distrugător asupra scoarţei terestre numai în faza de început a activităţii lor, numai pînă la formarea solului. După solificare, plantele protejează solul şi structura pe care acesta s-a format.

Animalele au un rol distrugător mai şters. Adăposturile făcute de animale, în sol şi subsol (vulpea, bursucul, rozătoarele de cîmp, cîrtiţa, rîma şi diferitele insecte), măresc suprafaţa de contact a rocilor şi a mineralelor cu agenţii de alteraţie. Agentul modificator al scoarţei în mare măsură este omul. Asupra acestui aspect se va reveni.

Acţiunea constructivă a biosferei, în schimb, este importantă, atît prin formarea unor roci cu participare masivă în structura scoarţei terestre cît şi prin formarea unor acumulări de substanţe minerale utile economiei.

Materia organică este prezentă aproape în toate rocile sedimentare, dar mai ales în cele depuse în mediul acvatic. Fitoplanctonul apelor dulci şi mai ales al apelor oceanice în nevoia de CO_2 ia acest gaz din apă, în care se găseşte dizolvat. Pentru restabilirea tensiunii de CO_2, se produce descompunerea bicarbonatului de calciu în CO_2 şi carbonat de calciu. Acesta din urmă se depune în strate care, în timp geomilenar, ating grosimi mari: este un proces biochimic, dependent de activitatea biotică.

Rol constructor al scoarţei, prin participare directă în structura acesteia, îl au plantele şi animalele care au o parte a structurii şi a scheletului lor alcătuită din compuşi minerali (carbonat de calciu, bioxid de siliciu). Cel mai mare rol constructor îl au recifii coralieri, alcătuiţi din animale inferioare (celenterate), coloniale, cu un schelet calcaros arborescent bine dezvoltat. Între ramurile coloniei se stabilesc şi cîteva

Scanned with OKEN Scanner

forme de alge calcaroase — alge verzi, alge roşii — ambele categorii participînd cu o masă importantă (pînă la 50%) în edificiul coralian. S-a dovedit prin prezenţa acestor alge că recifii de corali alcătuiesc o *biocenoză* marină, larg răspîndită în apele oceanice din reginuile tropical-ecuatoriale. Prin biocenoză se înţelege o comunitate de plante şi animale care trăiesc laolaltă, într-un mediu oarecare. Între plantele şi animalele oricărei biocenoze se stabileşte un echilibru, numit *echilibru ecologic* sau *echilibru biologic*, în sensul că într-o unitate din natură dotată cu o anumită capacitate de nutriţie minerală a plantelor se pot dezvolta populaţii determinate, finite, de plante care pot — la rîndul lor — să hrănească anumite şi limitate populaţii de animale.

În cazul biocenozei coraliene, algele nu numai că asigură hrană şi oxigen pentru coral, dar ele participă, prin calcarul lor, la creşterea masei recifale. Recifii de corali se formează în mările calde, pe platforma submersă, de preferinţă la adîncimi de 40—50 m, numai în mod excepţional ajungînd la 80 m adîncime. Roci masive alcătuite din calcar coralian se găsesc în ţara noastră în mai multe regiuni. Cele mai multe masive calcaroase sînt formate din corali fosili, mai ales de vîrstă triasică şi jurasic superioară: acestea atestă că în urmă cu 180—120 milioane de ani în regiunile noastre existau mări epicontinentale, sub un climat tropical. Aceeaşi concluzie se poate pune şi în legătură cu prezenţa unor calcare coraliene de vîrstă paleozoică din nordul Canadei.

Recifii coralieri se găsesc azi, cum s-a spus, numai în apele calde. Cel mai mare recif, un recif barieră, în lungime de 2 400 km se află pe coasta de est şi de nord-est a Australiei; alţii se găsesc ca recifi de coastă sau recifi marginali, dezvoltaţi în jurul unor insule din Oceanul Pacific. De regulă, recifii se formează pe fundul mai ridicat al oceanelor, care adesea sînt conuri vulcanice acoperite de apă. Astfel de colonii iau o formă ovală sau aproape circulară, avînd în interior o lagună centrală, mai puţin adîncă şi poartă denumirea de *atol*.

Între plantele inferioare, unicelulare, care formează depozite mai importante sînt diatomeele, din ale căror frustule („căsuţe“) depuse în lacuri sau în oceane, se formează diatomitul. Animale unicelulare cu rol în formarea unor roci au fost şi sînt, încă, foraminiferele. Între acestea, numuliţii şi specii înrudite, se întîlnesc în numeroase formaţiuni geologice, în care participă cu o proporţie ridicată. Animale

Scanned with OKEN Scanner

unicelulare, însă cu schelet silicios, sînt radiolarii, din resturile scheletice ale cărora rezultă roci silicioase, ca: radiolarite şi jaspuri. Scheletele de radiolari, frustulele de diatomee şi spiculii de spongieri, concentrate laolaltă, au format strate subţiri, paralele, cu conţinut de argilă. Din acestea s-au format şisturile menilitice din Subcarpaţi.

Cu cît „avansăm" în scara zoologică, rolul constructor al animalelor apare tot mai neînsemnat, deoarece populaţiile mai ales în lumea vertebratelor sînt mai puţin numeroase, iar resturile lor scheletice nu sînt protejate de chitină şi mai ales de strate dense, suprapuse, de sidef, ca în cazul moluştelor.

ACUMULĂRI DE SUBSTANŢE MINERALE UTILE LEGATE DE DINAMICA EXTERNĂ

Natura nu face risipă de material. Deşeuri ale vieţuitoarelor, produşi ai funcţiilor biotice, corpul însuşi al vieţuitoarelor, după moartea lor, sînt redate circuitului materiei, în refacerea unor corpuri geologice, în fondul nutriţiei minerale a plantelor, în lianţii humici ai solului, cum şi în *combustibilii fosili* şi în *concentraţii de minerale utile.*

Combustibili fosili. Corpul plantelor căzute, după moarte, pe suprafaţa solului, sînt supuse unei descompuneri pe care o efectuează plantele saprofite: bacterii şi ciuperci, care îşi iau hrana din astfel de surse. Plantele saprofite dispun de mecanismele biochimice (îndeosebi enzime) cu ajutorul cărora ţesuturi compacte şi molecule complexe sînt desfăcute în componenţi mai simpli. Unii dintre aceştia servesc la nutriţia saprofită a plantelor, alţii se pierd în sol ca termeni mineralizaţi (amoniac, azotaţi, fosfaţi ş.a.) iar o parte mai rezistentă este încorporată în humus.

Plantele moarte, încorporate în sol, suferă aceleaşi procese şi aceleaşi sînt şi transformările suferite de corpul animalelor căzute pe sol sau care au ajuns să fie acoperite.

Vegetaţia mlaştinilor, a deltelor, cea de pe marginea bălţilor şi din albiile vechi de rîuri, cu apă stătătoare, se acumulează, după moarte, an de an, pe fundul apelor unde este acoperit cu un strat de mîl care o izolează de contactul cu aerul. În astfel de mediu, lipsit de oxigen, bacterii anaerobe, fixate pe masa resturilor vegetale, încep activitatea lor reducătoare. Vegetaţia depusă este acoperită, cu timpul, de strate

Scanned with OKEN Scanner

mai groase din material adus de pe versanți sau de apele curgătoare, care izolează mai mult depozitul de materie vegetală, alcătuită în cea mai mare parte din celuloză și din lignină. În lipsa oxigenului, bacteriile anaerobe atacă materia vegetală care începe să piardă unele elemente sub forma de CO_2, H_2O, H_2, CH_4, C_2H_6 etc. Se pierde mai mult oxigen, mai puțin hidrogen și carbon din proporția inițială a acestor elemente, prezente în compoziția masei vegetale. În zăcămînt rămîne mai mult carbon și hidrogen, elemente care ard și care păstrează un potențial energetic. Transformările chimice care se petrec în masa de celuloză constituie un proces complex de *carbonificare* (adesea fiind utilizat termenul de *incarbonizare*). Odată procesul început, el continuă în perioade geologice, fiind influențat de condițiile termodinamice (temperatură și presiune).

În condițiile de carbonificare descrise anterior, acest proces începe cu formarea *lignitului* (exceptînd formarea turbei, care este prima treaptă de carbonificare și care, pentru depozitele actuale, are o vîrstă recentă, Holocen). Lignitul are o vîrstă de 20—30 milioane de ani. Sînt, însă, abateri de la această vîrstă: lignitul dacian are vîrsta de 5,5 milioane de ani, cel din bazinul Moscovei de 150 milioane. O formă superioară de carbonificare o prezintă *cărbunele brun*, cu o vîrstă de 40—50 milioane de ani (paleogen). Cărbunii de vîrstă liasică (Jurasic) au vechimea de 140—150 milioane de ani *(huila liasică)*. *Huila* și *antracitul* din carbonifer (era paleozoică) au vîrsta de 250—300 milioane de ani. Rezultă, din cele relatate, că în dezvoltarea lineară a carbonificării apar tipurile: turbă, lignit, cărbune brun, huilă, antracit. Capacitatea calorifică crește de la turbă la antracit.

Materia organică rezultată din organisme acvatice, plante și animale de toate categoriile, dar în mod predominant din organismele planctonice, depusă pe fundul lacurilor, deltelor și în unele mări interne, prinsă în depozite numite *sapropel*, evoluează, în urma unor procese de *bituminizare* la compuși alcătuiți din carbon și hidrogen, numite *hidrocarburi*, care se întîlnesc în zăcămintele naturale de *gaz metan*, *petrol*, *bitumen* și *șisturi bituminoase*.

Inițierea în procesele de bituminizare o au bacteriile: *Metanomonas methanica* și *Bacterium aliphaticum*, care hidrolizează substanțele grase și proteice, asupra cărora, ulterior, acționează numai presiunea și temperatura, fără participarea bacteriilor. Se formează serii de hidrocarburi gazoase,

lichide şi solide; saturate şi nesaturate; aciclice şi ciclice. Procesul de bituminizare afectează nu numai acumulările sapropelice, ci şi substanţa organică dispersată în diferitele sedimente. Hidrocarburile, odată formate, de regulă nu rămîn în locul lor de formare, adică într-un zăcămînt primar, ci migrează prin porozitatea rocilor, pe căi naturale de ridicare înspre exteriorul scoarţei terestre: este un proces încadrat în manifestarea generalizată, aceea de degazeificare a interiorului planetei. Valul de hidrocarburi plecat din locul lor de formare este oprit adeseori în strate poroase, alcătuite din roci slab cimentate (mai ales nisipuri), acoperite, la rîndul lor, de strate impermeabile. O astfel de structură geologică, sub care se produc acumulări secundare de hidrocarburi, constituie o *capcană;* pentru petrol cele mai bune capcane sînt terenurile cutate şi faliate, iar pentru gazul metan sînt domurile (ca în Podişul Transilvaniei). Hidrocarburile care nu ajung să fie captate şi acumulate sub capcane, se pierd în atmosferă.

Prin degazeificarea naturală a unor zăcăminte de petrol, ajunse în scoarţa de alterare, se formează zăcăminte de *bitumen* şi de *asfalt*. Unele argile şi marne, cu un conţinut ridicat de substanţe bitùminoase, dau aşa-numitele *şisturi bituminoase*. Aceste şisturi sînt formate prin impregnarea argilelor şi marnelor cu produşi şi resturi organice ale planctonului. Apar în diferite formaţiuni, începînd din Precambrian pînă în Neogen.

În zăcămintele de combustibili fosili se află concentrată o enormă cantitate de energie ce a fost depozitată în organisme care au trăit cu zeci şi sute de milioane de ani înaintea noastră. Începînd din momentul cînd s-au format primele depozite sapropelice şi primele acumulări de celuloză în mlaştini, în acele strate s-a păstrat energia prinsă din radiaţia solară în acele timpuri îndepărtate, ca în „cecuri“ energetice cu valoare geomilenară, cecuri pe care le valorifică omenirea contemporană. Cu alte cuvinte, ne încălzim şi luminăm, în prezent, cu căldura şi lumina solară din timpuri îndepărtate ale istoriei Pămîntului. În aceste acumulări apare şi saltul sau mutaţia calitativă, energetică, consecinţă a unor acumulări cantitative de materie organică.

Zăcămintele de minereuri formate sub influenţa dinamicii externe ocupă un important loc în scoarţa terestră şi în economia mondială. Pînă de curînd, geneza

Scanned with OKEN Scanner

minereurilor era legată în mod preponderent de fenomenele magmatice. În ultimii ani, mai mulţi cercetători au ajuns la concluzia că trebuie reconsiderată această concepţie şi că agenţii externi, prin capacitatea lor de alterare a rocilor şi a minereurilor preexistente, de separare, de transport în soluţie sau transport mecanic, de concentrare selectivă a unora, după natura mediului de acumulare, sau legat de circuitul biotic, au influenţat şi determinat direct acumularea unor însemnate rezerve de minereuri.

Dintre agenţii externi, cel mai mare rol în acumularea pe cale sedimentară a minereurilor îl are apa, care dislocă din asocierile lor anterioare diferite minerale, pe care apoi le hidratează, eventual le hidrolizează şi, în asociere cu alţi factori ai alterării, le aduce la forma cea mai adecvată de transport şi de sedimentare. Apa depune mineralele după mărime şi greutate specifică. Roci detritice, mai mult sau mai puţin consolidate, conţin cantităţi variabile de minerale. Sînt aşa numitele *placers*, cunoscute şi exploatate din secolul trecut. În măsura în care zăcămintele de minereuri, rezultate prin consolidarea şi diferenţierea magmelor, au intrat în fluxul tehnologic şi în perspectiva epuizării, au început cercetări pentru identificarea zăcămintelor de minereuri formate în cadrul dinamicii terestre controlate prin factori externi. Cercetările au fost încununate de succes.

În cadrul depozitelor aluvionare au fost identificate zăcăminte valoroase de metale rare şi metale preţioase. De mai mult timp se cercetează şi exploatează aluviuni aurifere (cele mai bogate în marile cîmpuri aluvionare din nordul Siberiei); aluviuni diamantifere (cele mai bogate în vestul Africii de Sud-Vest, în lunca şi prelungirea pe shelful continental a fluviului Orange): aluviuni cu conţinut de metale rare (Zr, Ce, Cs, Ta, Tl, Ir, In, Y, Sa, La) în mai multe depozite de pe platformele continentale vechi; „pămînturi“ sau strate roşii, numite „red-beds“, laterite care, în afară de aluminiu, interesează şi pentru Co, Ni.

Pe shelful continental, valurile formează îngrămădiri de nisip sub forma unor microdune, numite *ripple-marks*, adesea cu conţinut interesant de minerale utile. Conţinut de zinc şi plumb au unele brecii şi conglomerate, iar în alte zone, astfel de formaţiuni conţin şi cupru, adesea minerale oxidate de uraniu, vanadiu, cupru (în climat temperat). Au fost identificate brecii şi conglomerate al căror ciment

Scanned with OKEN Scanner

este format din sulfuri metalice. Acumulări de minerale cuprifere au fost găsite şi sub depuneri detritice glaciare. Unii recifi coralieni, formaţiuni ale mărilor trecutului, au un bogat conţinut de sulfuri metalice (Zn, Pb). Un exemplu îl oferă bogatul zăcămînt de la Pine Point (Canada), nu demult descoperit. Şi unele calcare lacustre se întîmplă să conţină minerale de Pb—Zn. Pentru astfel de minerale o gazdă bună sînt şi dolomitele.

Un rol în precipitarea şi acumularea din soluţie sau din coloizi îl au potenţialul ionic *(pH)* şi potenţialul electronic *(rH)* al apelor, apoi relieful peste care se depun, cum şi climatul.

Plantele şi animalele, prin funcţiile lor biochimice, participă în mare măsură la formarea şi depunerea unor minerale utile. Organismele vii cum şi produşii lor de secreţie, excreţie şi putrefacţie modifică *p*H-ul şi *r*H-ul anumitor medii de viaţă şi, prin aceasta, influenţează alterarea rocilor şi minereurilor preexistente, cum şi evoluţia lor în continuare, pînă la depunere. Materia organică însăşi este un factor catalitic în ieşirea din soluţie şi depunerea mineralelor.

Cel mai mare rol în mineralogeneză îl au bacteriile. Urme ale activităţii lor în formarea minereurilor se găsesc din cele mai vechi ere geologice (precambrian şi paleozoic), cînd apa oceanică era mai încărcată cu gaze toxice, care au dispărut, cu încetul, fiind transformate în minerale, apa primind, în schimb, oxigen. Mecanismele sintezei biogene a mineralelor (şi minereurilor) sînt foarte variate, de exemplu:

— în mările din trecut, specii de *Galionella*, *Spirophyllum* ş.a. au favorizat depuneri concreţionare de hidrat feric, plecînd de la siderit ($FeCO_3$);

— bacteria *Bacilus manganicus* precipită oxizi de mangan care apar sub forma de concreţiuni în zăcăminte sau în unele roci (în mări concreţiuni din oxizi de fier şi mangan);

— în mediul marin euxinic, bogat în H_2S, se depune sulf; alte bacterii transformă sulfaţii în pirită.

Activitatea intensă a bacteriilor a produs şi produce, în continuare, cantităţi enorme de noduli metaliferi de pe fundul oceanelor. Alte bacterii transformă amoniacul în acid azotos şi în acid azotic. Algele brune au capacitatea de acumulare selectivă a bromului şi iodului. Diatomeele şi radiolarii acumulează selectiv mult siliciu, pe care-l restituie regnului mineral sub forma de diatomit şi radiolarit.

Scanned with OKEN Scanner

În formarea minereurilor, microorganismele au un rol mult mai important decît macroorganismele. În paleorecifii coralieni apar concentrații de galenă (PbS), blendă (ZnS), calcopirită (Cu_2S), prin înlocuirea unor țesuturi. Dejecții ale liliecilor și ale unor păsări au dat concentrații de guano-fosfați.

Dintre rocile cu conținut mineral, rezultat din corpul unor organisme sînt calcarele, dolomitele, diatomitul ș.a. menționate anterior.

Scanned with OKEN Scanner

CAPITOLUL 8

VREMEA. CLIMA

Între vreme şi climă există deosebiri: vremea reprezintă situaţia atmosferică la un moment dat, iar clima este definită de anumite caracteristici ale atmosferei, stabilite în urma unor multiple observaţii, repetate de-a lungul unor întinse perioade de timp. Vremea ar fi, deci, expresia unei dinamici atmosferice cu manifestări de durată scurtă, variabilă, în cadrul mai extins al unor condiţii aproximativ identice de climat. În general, vremea este expresia unor fenomene meteorologice conjugate, ca: temperatura aerului atmosferic; presiunea variabilă a atmosferei; vînturile; umiditatea atmosferică. Clima redă succesiunea normală a fenomenelor meteorologice în funcţie de energia solară, de latitudinea geografică, de relief, de repartiţia uscatului şi a apei, de proprietăţile maselor de aer, de gradul de acoperire cu vegetaţie.

În desfăşurarea proceselor fizice care definesc vremea intervin stări de *echilibru termic*, ce se referă la *bilanţul termic* şi stări de *echilibru hidric*, care se referă la *bilanţul hidric*. Bilanţul termic exprimă conţinutul energetic, iar bilanţul hidric conţinutul material al unor procese material-energetice asociate, acumularea de energie sau cedarea ei fiind legate de treceri de la o stare fizică la alta a apei atmosferice.

În dinamica terestră, acest capitol are o importanţă cheie, sub stăpînirea climei şi a vremii fiind mişcarea materiei din învelişurile exterioare ale Pămîntului, cu implicaţiile pe care le are această mişcare pînă în reaşezările izostatice ale scoarţei; cu participarea climei şi a vremii în formarea reliefului sculptural, în dinamica biologică etc. În tratarea materiei referitor la acest capitol ne-am orientat după *A. Strahler, Geografia fizică* (Edit. ştiinţifică, 1973.)

Radiaţia solară. Se manifestă sub forma undelor electromagnetice şi este un produs al proceselor de fuziune

nucleară care se petrec în interiorul masei solare şi care, prin convecţie şi conductivitate, ajunge la suprafaţa Soarelui sub forma de: *unde scurte* (raze X, raze gamma, şi raze ultraviolete), în proporţie de 9% din energia solară totală: *raze luminoase* „vizibile", în proporţie de 41%; *unde lungi* (raze infraroşii, invizibile), în proporţie de 50%.

Dacă Pămîntul ar fi lipsit de atmosferă, pe suprafaţa acestuia ar sosi, într-un singur punct (unde razele Soarelui cad perpendicular pe o suprafaţă plană a planetei) o cantitate de energie solară egală cu 2 cal-gram/cm² minut. Este *constanta solară* din care o singură calorie-gram/cm²/minut constituie o altă unitate numită *langley*. Plecînd de la punctele cu insolaţie maximă, razele solare ating suprafaţa terestră sub unghiuri ascuţite, din ce în ce mai mici pînă cînd ajung a fi tangente (practic paralele cu suprafaţa, la limita orizontului terestru). Insolaţia este în funcţie de valoarea unghiului incidenţei solare şi de durata acesteia.

Dar, Pămîntul are învelişul atmosferic care reflectă, refractă şi absoarbe o parte a energiei solare. Numai aproximativ la 150 km înălţime spectrul de radiaţie solară conţine circa 100% din totalul energiei radiate. Determinări recente duc la constatarea că la înălţimea de 88—90 km, în atmosferă, radiaţiile X şi o parte a celor ultraviolete sînt absorbite. Sub acţiunea radiaţiilor de mare energie (raze X, gamma şi ultraviolete) asupra atomilor de azot şi oxigen ia naştere *ionosfera*.

Cantitatea de radiaţie solară rămasă pătrunde tot mai jos, în stratele mai dense ale atmosferei. Aici razele luminoase sînt deviate de moleculele de gaze atmosferice, în toate direcţiile. Este *difuziunea Rayleigh* (în stratosferă). Difuziunea Rayleigh este amplificată în troposferă, unde particulele solide (suspensii subaeriene solide, praful atmosferic) reflectă parţial radiaţia luminoasă. Rezultă „lumina albă" şi culoarea albastră a cerului senin. Aceste procese fac ca o cantitate de energie solară să reintre în spaţiul cosmic şi să se piardă; altă cantitate de energie (unde scurte) se îndreaptă spre suprafaţa Terrei, constituind *radiaţia difuză a cerului*. O cantitate, mai puţin importantă din radiaţia solară, se pierde în formarea ozonosferei.

Radiaţia solară pătrunsă în troposferă ajunge în contact şi cu vaporii de apă şi cu bioxidul de carbon, care absorb radiaţia infraroşie (radiaţia calorică cu lungimea de undă mare). Aceasta duce la o creştere a temperaturii aerului,

Scanned with OKEN Scanner

variabilă în funcţie de gradul de higroscopicitate al atmosferei care variază, şi ea, de la 0,02% în deşerturi, pînă la 1,8—4% în regiunile ecuatoriale umede. Absorbţia directă a radiaţiei solare, sub diferite forme, variază între 10% în condiţiile unui aer curat şi 30% în cazul prezenţei norilor. Aceştia din urmă, prin suprafaţa lor superioară, reflectă bine radiaţiile cu unde scurte, adesea în proporţie de 30—60% din radiaţia totală; în zile cu înnourări puternice, pierderea de radiaţii poate fi pînă la 80%. Radiaţia ajunsă la suprafaţa terestră se mai pierde prin reflecţia pe aceasta şi pe suprafaţa oceanelor *(albedo)*. Cînd razele solare cad perpendicular pe sol sau pe apă, albedo-ul are o valoare minimă (2%) şi creşte proporţional cu scăderea unghiului ce-l fac razele solare cu suprafaţa. Variază şi cu natura vegetaţiei: culturi vegetale, păşuni, păduri (3—25%). Albedo-ul cel mai ridicat îl are gheaţa şi zăpada (45—85%).

Radiaţiile ajunse pe suprafaţa terestră şi a oceanelor sînt absorbite şi transformate în energie calorică. Atît solul cît şi oceanul radiază zi şi noapte din această energie calorică pe care o transmite atmosferei. Este o radiaţie de unde lungi (4—30 microni), care se produce de la sol în atmosferă şi din atmosferă la sol şi în spaţiul cosmic. Radiaţia cu lungimi de undă de 4—8 microni şi cea cu lungimi de undă de 12—20 microni este absorbită de vaporii de apă şi de bioxidul de carbon. Radiaţiile cu lungimi de undă de 8—12 microni trec libere în spre spaţiul cosmic, fără să fie absorbite. Prin acest mecanism, prin intermediul atmosferei, se pierde o cantitate de căldură care variază între 25 şi 33% din radiaţia de unde lungi plecată de la sol. Prezenţa vaporilor de apă şi a bioxidului de carbon conferă stratelor de jos ale atmosferei un rol izolator, ferind suprafaţa terestră de o răcire exagerată în timpul nopţii şi mai ales în timpul iernii. Acesta este un *efect de seră*, instalat în mod natural.

În afara radiaţiilor de unde lungi (circa 14%), suprafaţa terestră mai emite căldură în atmosferă:

— prin *conductivitate directă* între suprafaţa terestră şi aerul atmosferic, circa 10% din radiaţia terestră termică;

— *căldura latentă* (23%), legată de procesele de evaporare şi de condensare ulterioară a apei. În timpul cînd apa de pe sol, din sol şi din oceane se evaporă, energia calorică este acumulată sub o formă latentă în vapori de apă. Aceştia, prin procesul de difuziune, se dispersează în spaţii mari atmosferice. În timpul cînd se produce condensarea vapori-

Scanned with OKEN Scanner

lor de apă și se formează norii, cărora le urmează producerea precipitațiilor sub formă de ploaie și de zăpadă, se eliberează căldura latentă înmagazinată anterior și apare o ridicare a temperaturii aerului.

În urma unor calcule efectuate asupra bilanțului caloric (echilibru caloric) al Pământului, s-a constatat că acesta se poate enunța sub forma: cantitatea de căldură primită la suprafața Pământului este de circa 47% din incidența solară; căldura cedată atmosferei este aproximativ de aceeași valoare (14%, căldură sub forma de radiații lungi; 10% prin conductivitate directă; 23%, sub forma de căldură latentă). Bilanțul caloric se realizează în perioade lungi. Mecanismele care determină egalitatea dintre căldura primită și cea cedată înlătură înmagazinarea, eventual pierderea de căldură la suprafața terestră, evitînd prin aceasta instalarea unui dezechilibru caloric.

Repartiția temperaturii pe glob este influențată de mai mulți factori, ca: înclinarea axei terestre pe planul orbitei; efectul latitudinii; comportarea diferită a uscatului față de cea a oceanului sub raportul capacității calorice.

Dacă axa terestră nu ar fi înclinată pe orbită, suprafața Pământului ar primi aceeași cantitate de energie solară, care ar varia doar latitudinal, în funcție de descreșterea unghiului format de incidența solară cu suprafața. S-ar realiza situația existentă la echinocții, cînd cele două emisfere sînt la fel de luminate. Dată fiind înclinarea axei pe orbită, Soarele luminează în mod egal, alternativ, cele două emisfere. Variația totală a unghiului sub care cad razele solare la amiază, de la solstițiul de vară la cel de iarnă, este de 47°. Aceasta face ca să se distribuie insolația anuală, alternativ, în cele două emisfere cu un avantaj pentru latitudinile superioare în detrimentul insolației pentru zona ecuatorială. În regiunile temperate se instalează un climat tipic temperat cu patru anotimpuri, iar în regiunile polare apare contrastul maxim de șase luni, zi și șase luni, noapte.

Înclinarea axei terestre pe orbită reduce din cantitatea de energie ce ar reveni zonei ecuatoriale. Totuși, latitudinile mici (inferioare) au un plus de radiație în raport cu latitudinile mari (superioare) care sînt din ce în ce mai deficitare înaintînd în spre poli.

Scanned with OKEN Scanner

Un alt factor în distribuirea căldurii pe suprafaţa terestră este deosebirea dintre uscat şi apă în ce priveşte capacitatea lor calorică şi căldura specifică. Apa are căldură specifică ridicată; rocile şi solul din ariile continentale au căldură specifică mică. Din această cauză, contrastul dintre temperaturile de suprafaţă ale apelor şi uscatului este maxim în luna ianuarie. Izoterma lunii ianuarie, adică linia care uneşte punctele cu aceeaşi medie lunară de temperatură, în emisfera nordică este deviată spre sud în ariile continentale şi spre nord pe apă. În timpul iernii, temperaturile înregistrate de-a lungul aceleiaşi latitudini (paralele) sînt mici pe uscat şi mari pe apă. Izoterma lunii iulie în emisfera nordică urcă spre nord mai mult în ariile continentale decît în cele oceanice. În emisfera sudică acest contrast este mai redus, dată fiind proporţia mai ridicată a suprafeţei oceanice faţă de cea a continentelor. Deplasarea izotermelor în ariile pacifice este numai de aproximativ 5° latitudine, în contrast cu deplasarea izotermelor din domeniul continental, unde ajunge pînă la 20° (Africa şi America de Sud). De remarcat că izotermele lunilor ianuarie şi iulie rămîn în urma celor două solstiţii cu aproximativ o lună.

Temperaturile cele mai joase în emisfera nordică apar în Siberia (media în ianuarie sub —46°C) şi în Groenlanda. În aria Polului Nord, temperatura medie a lunii ianuarie este de circa —35°C, temperatura medie a lunii iulie în Antarctica, la Polul Sud fiind de circa —60°C.

Variaţia temperaturii în cursul unei zile oscilează între un maxim între orele 14—16 şi un minim în jurul răsăritului Soarelui, fig. 103. Un fenomen frecvent în nopţile senine de iarnă, în timpul primăverii (aprilie, mai) şi toamna, este *inversiunea de temperatură*, însoţită adesea de îngheţ. În mod normal, temperatura aerului atmosferic scade cu înălţimea, aşa cum s-a arătat la pag. 64, fig. 14. În timpul unor nopţi senine, cu aer liniştit, se produce o pierdere rapidă de căldură prin radiaţia de la sol, cum şi din stratul de aer apropiat de sol. Urmarea este stabilirea deasupra solului a unui strat de aer rece, deasupra căruia se află aer mai cald, care are limita superioară la circa 1 000 de metri cu masa de aer rece, caracteristica acelui nivel. Inversiunea de temperatură este frecventă deasupra terenurilor înzăpezite. Acest proces aduce brume tîrzii şi uneori îngheţ la sol în primăvară, eventual prea curînd toamna.

Scanned with OKEN Scanner

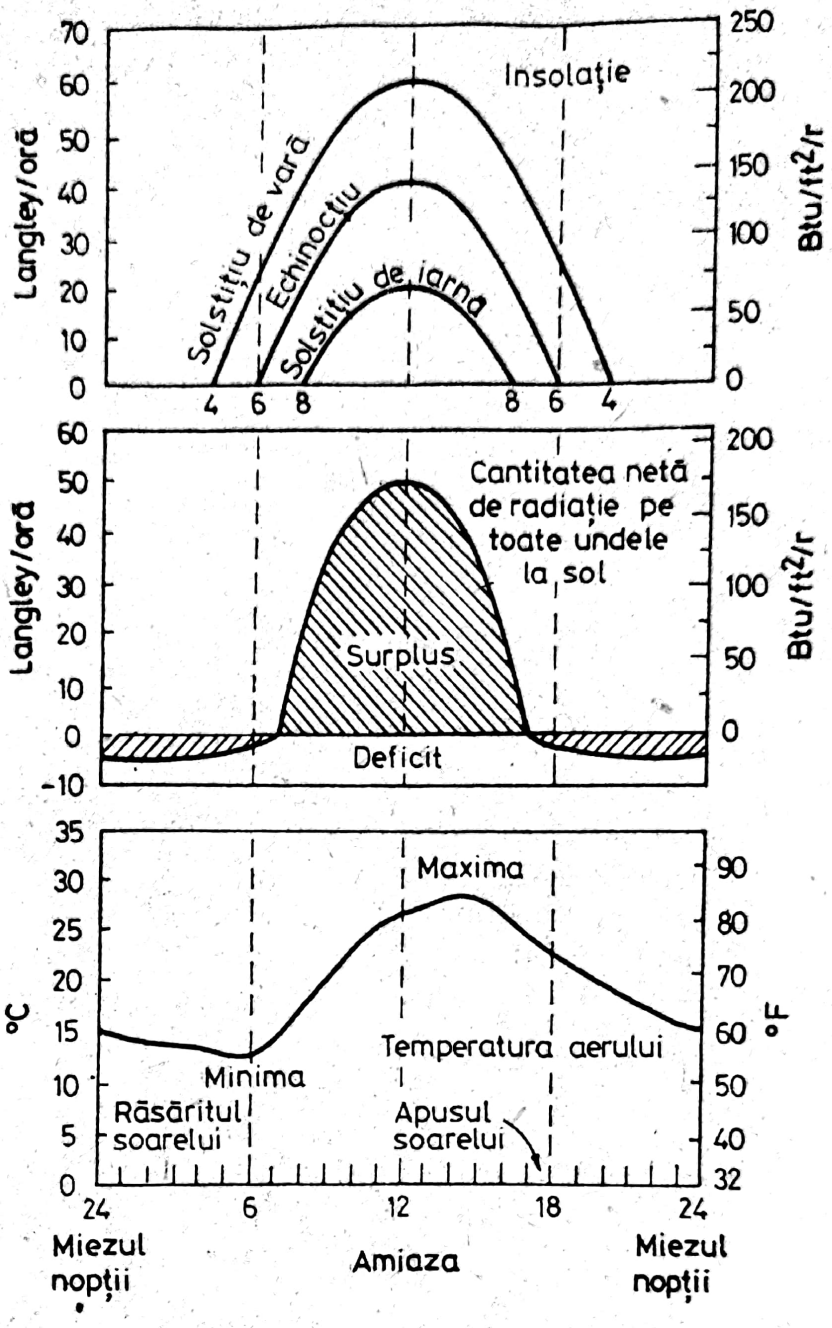


Fig. 103. Relația dintre curba variației diurne a temperaturii aerului, insolație și radiația netă de la sol, la latitudini medii în epoca echinocțiului (A. Strahler, 1973).

Mișcarea aerului. Presiunea atmosferică. Aerul încălzit la suprafața Pământului devine mai rar și se ridică în sus, în atmosferă. În locul aerului ridicat, se instalează aer mai rece din zone apropiate, cu relief mai înalt, deasupra cărora aerul s-a încălzit mai puțin. În afara unei astfel de mișcări a aerului, cu o extindere locală sau regională, există și o mișcare generală planetară a aerului

Scanned with OKEN Scanner

care, încălzit mai mult în regiunile ecuatoriale şi tropicale, se ridică la nivele de mii de metri, iar în locul lui vine aer mai rece din regiunile polare. Procesul apare ca un întins „horn aerian" prin care aerul cald se ridică, iar în locul lui şi pe sub acesta înaintează spre ecuator aer mai rece.

Suprafaţa Pămîntului este încălzită în mod neuniform. Aerul încălzit are o densitate mai mică, iar acest fapt duce la o distribuire neuniformă, pe orizontală, nu numai a căldurii, ci şi a presiunii atmosferice. Deplasarea aerului dinspre zone cu aer mai uşor şi mai cald face şi un transport de căldură şi umezeală, ceea ce influenţează schimbul de căldură de la o regiune la alta, bilanţul caloric, condiţiile meteorologice şi în cele din urmă, vremea, variabilă de la o regiune la alta, în intervale de timp relativ scurte.

Presiunea atmosferică, la nivelul mării, în condiţii normale de temperatură şi umiditate, are o valoare de 760 mm, echivalentă cu 1 013 milibari (mb.) Valori superioare, de 780 mm ((1 040 mb), considerate *presiuni înalte* au fost înregistrate pe timp frumos, cu umiditate scăzută, pînă la condiţii de aer uscat, după cum s-au înregistrat şi *presiuni joase*, sub 740 mm (circa 982 mb), în condiţiile vremii instabile, cu înnourări şi ploi pînă la forma de furtună.

Sub raportul distribuţiei pe glob a valorilor presiunii atmosferice, se deosebesc mai multe zone de presiune, după cum urmează:

— zona sau talvegul ecuatorial, în care aerul încălzit determină presiuni sub cele normale (între 760 şi 757 mm);

— brîurile subtropicale de înaltă presiune, la circa 30° latitudine nordică şi sudică;

— brîuri late de joasă presiune, corespunzătoare aproximativ zonelor sau regiunilor temperate, între latitudinile *mijlocii* (45°) şi zona subanctică (aproximativ 60° latitudine);

— zonele polare, cu înaltă presiune, constituind anticiclonii polari. Zonele sau brîurile de presiune menţionate oscilează după anotimpuri, cu deplasări spre ecuator sau spre poli, în ritmul deplasărilor izotermice.

Centrele de presiune în cele două emisfere au valori şi dezvoltări inegale, contrastele între uscat şi apă fiind mult mai evidente în emisfera nordică, în care suprafeţele uscatului sînt aproximativ egale cu cele oceanice. În timpul iernii, deasupra uscatului din emisfera nordică apar centre de presiune înaltă, temperatura aerului fiind mult mai scăzută

Scanned with OKEN Scanner

decît deasupra oceanelor. În schimb, în timpul verii, deasupra uscatului apar centre de joasă presiune, temperatura fiind superioară celei de deasupra oceanelor. În timpul iernii, în emisfera nordică se formează *anticiclonul siberian* și *anticiclonul canadian*; peste oceane apar zone cu *depresiuni* atmosferice, dintre care mai importante sînt depresiunile *aleutină* și *islandeză* (fig. 104). În timpul verii, condițiile sînt inverse. Se formează depresiuni atmosferice în Asia (Siberia) și în America de Nord (Canada) și presiuni înalte deasupra oceanelor, care dau *anticiclonul Azorelor* și *anticiclonul hawaian*.

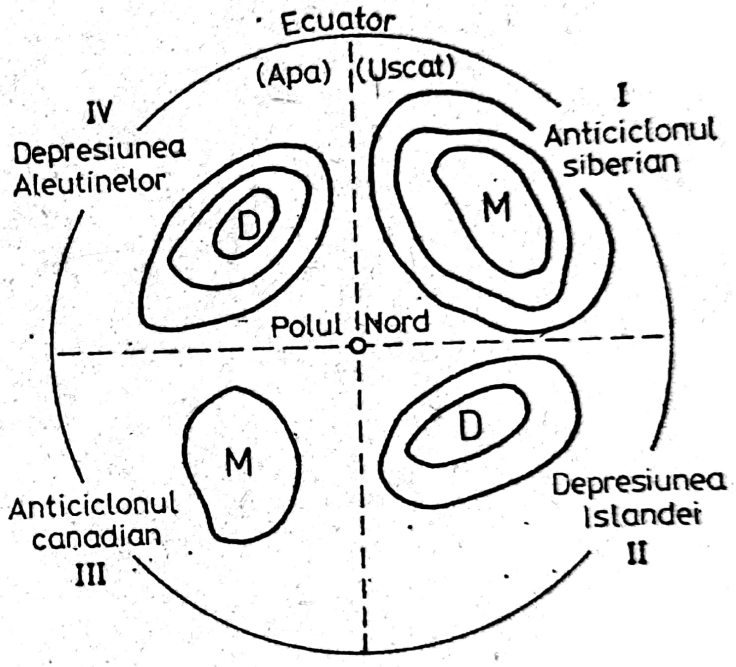


Fig. 104. Poziția în cadrane opuse a centrelor de înaltă și joasă presiune în emisfera nordică. Contraste maxime în ianuarie (după A. Strahler, 1973).

Vînturile de suprafață au direcția pe care le-o imprimă izobarele, adică gradienții de presiune: de la valori ridicate ale presiunii (anticicloni) la valori scăzute (cicloni) (fig. 105). Vînturile prezintă o deviere de la direcția lor care ar trebui să fie orientată după meridian. Aceasta din cauza mișcării de rotație a planetei, în care ia naștere *forța Coriolis*, după care „orice obiect sau fluid care se deplasează orizontal în emisfera nordică tinde să se abată spre dreapta de la direcția sa de mișcare, indiferent de orientarea la compas a acesteia" *(Ferrel)*. Devierea de la direcția de mișcare, în emisfera sudică, este spre stînga. Valoarea forței Coriolis este mai mică la ecuator și crește în spre poli (fig. 106).

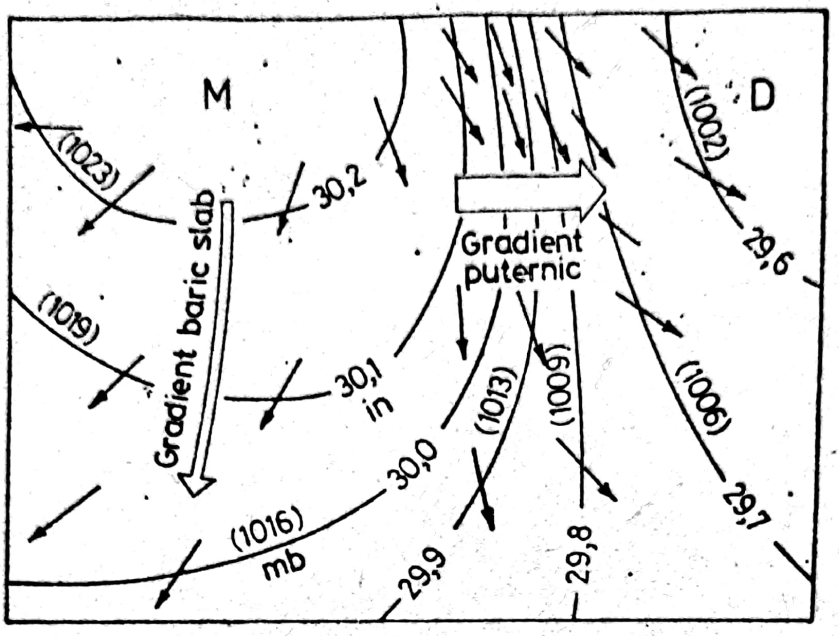


Fig. 105. Vînturile de suprafață (după A. Strahler, 1973). (cu direcția indicată de săgeți) M — anticiclon; D — depresiune (ciclon).

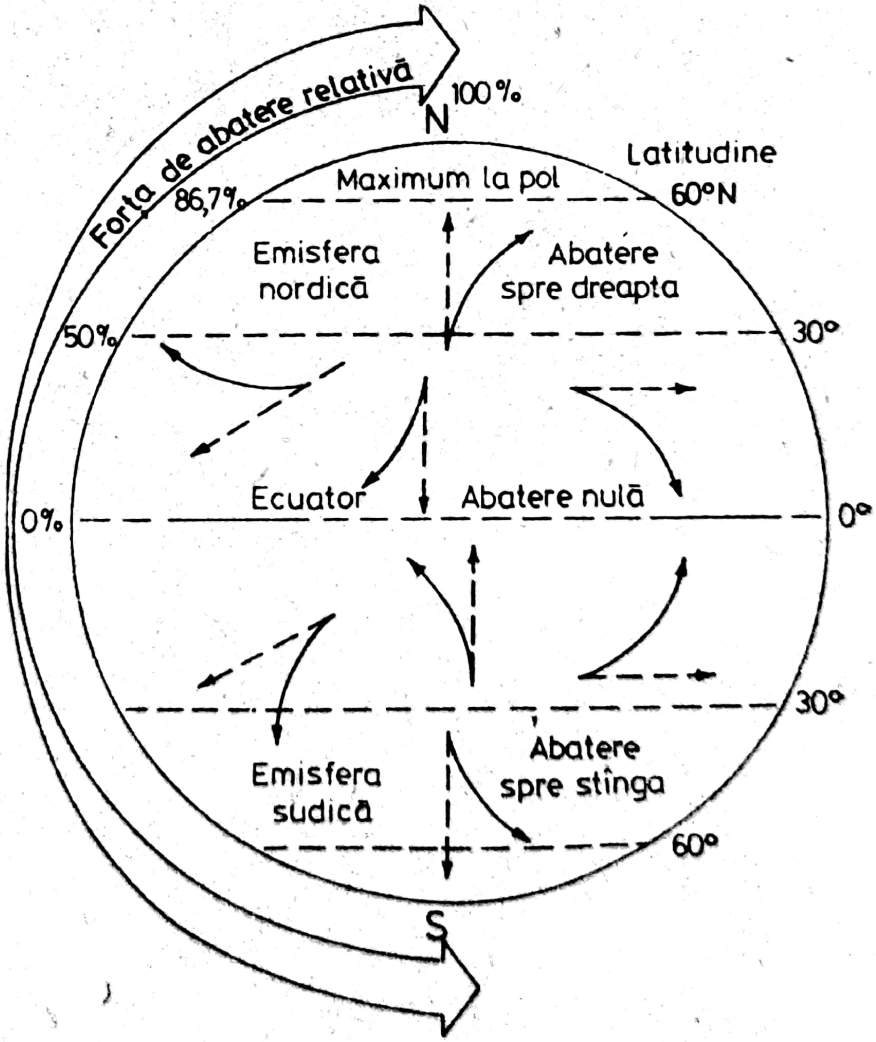


Fig. 106. Forța Coriolis, de deviere a maselor de aer, rezultate din rotația Pămîntului (după A. Strahler, 1973).

Scanned with OKEN Scanner

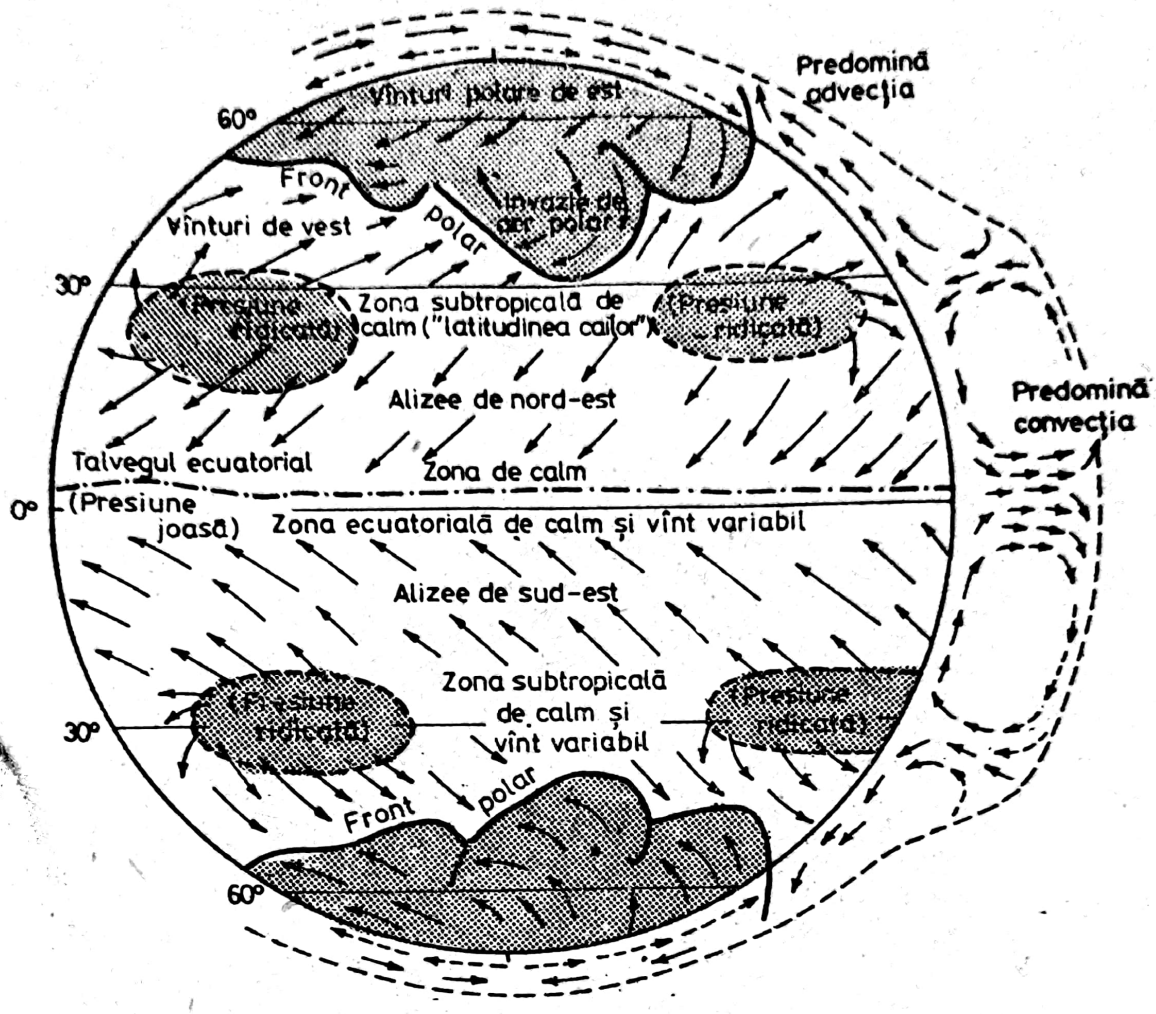


Fig. 107. Schiță de circulație generală a atmosferei (după A. Strahler, 1973).

În fig. 107 este dată o schiță generală privind circulația atmosferică, în care se deosebesc sistemele principale ale vînturilor.

— *Zona ecuatorială* a vînturilor variabile și a calmului ecuatorial, între ecuator și 5° latitudine nordică și sudică, zonă de joasă presiune în care se produce o convecție verticală a aerului cald și umed, fără vînturi dominante, însă cu dese furtuni însoțite de descărcări electrice.

— *Zonele alizeelor* se întind între latitudinile de 5—20° nordică și sudică, fiind orientate de la gradientul baric ridicat din zonele subtropicale spre zona (talvegul) ecuatorială de joasă presiune. Sînt vînturi persistente și uniforme, dezvoltate mai complet deasupra oceanelor (Pacific și Atlantic). Sînt alizee de nord-est în emisfera nordică și la sud-est în emisfera sudică. Prin acestea se refăce deficitul atmosferic din zona ecuatorială.

Scanned with OKEN Scanner

— La latitudinea de 30° (nord şi sud) sînt *zonele subtropicale de vînturi variabile şi calm*, care corespund zonelor de presiune înaltă, cu un maxim în iulie, în emisfera nordică şi în ianuarie, în emisfera sudică. În general, aceste zone sînt caracterizate prin vreme frumoasă şi secetă. Corespund cu marile deşerturi. Aerul coboară din stratele superioare ale atmosferei şi se răspîndeşte spre suprafaţa unde devine din ce în ce mai uscat.

— *Zona vînturilor de la vest* este cuprinsă între 35—60° latitudine. Sînt vînturi care bat dinspre centrele de înaltă presiune subtropicală înspre depresiunile subpolare. Se deplasează ca vînturi de suprafaţă din direcţia sud-vest spre nord-est în emisfera nordică şi dinspre nord-vest în spre sud-est în emisfera sudică. Vînturile de vest, în emisfera nordică suferă modificări importante sub influenţa maselor de aer uscat de deasupra deşerturilor. În general, vînturile de vest sînt persistente şi tari.

— Vînturile polare de est se manifestă în regiunile arctice şi antarctice (mai intense în zona antarctică). Acestea fac transportul de aer polar şi mai ales „*vîrtejul circumpolar*". În afara vînturilor regulate, menţionate anterior, apar altele, independente, legate de prezenţa în emisfera nordică a celor două mari blocuri de uscat: Eurasia şi America de Nord. Cele două mari blocuri, în timpul verii, devin centre ciclonice caracterizate printr-un indice baric mai scăzut. Un vînt dinspre Oceanul Indian, în sudul căruia se formează o zonă anticiclonică, transportă aerul cald şi umed existent deasupra acestui ocean trecîndu-l peste partea de sud şi sud-est a Asiei. Este *musonul de vară*, care aduce ploi bogate în India, Nepal, Pakistan, pînă în partea de sud a Chinei. În timpul iernii, în Asia, se formează un vast centru anticiclonic din care se face un transport de aer mai rece, mai dens şi uscat, în sens opus musonului de vară. Este *musonul de iarnă* care aduce vreme frumoasă (uscată şi senină), timp de mai multe luni.

În timpul verii, anticiclonul nord-atlantic din regiunea Azorelor determină mişcări ale aerului pe o vastă suprafaţă oceanică. O parte a acestui ciclu aerian (în care aerul se mişcă în sensul acelor de ceasornic), afectează şi vestul Europei. Un muson de mai mică desfăşurare transportă aerul umed din Golful Mexic peste statele din sudul, centrul şi estul S.U.A. În timpul iernii, aceste zone sînt afectate de un transport de aer mai rece şi uscat, pornit din anticiclonul nord-

Scanned with OKEN Scanner

american. Un sistem musonic, mai slab, se formează și în ariile australiene, avînd direcția inversă față de cea din emisfera nordică.

Alte vînturi au un caracter mai redus, afectînd suprafețe mici, regionale, uneori chiar locale. De-a lungul coastelor marine apar *briza de mare* în timpul zilei, *briza de uscat* în timpul nopții. Briza de mare se desfășoară înainte de amiază și durează pînă seara, cînd începe răcirea uscatului și, odată cu ea briza de uscat. Vînturile *de munte* și *de vale* prezintă o alternanță zilnică între munte și vale. În timpul zilei, se încălzesc mult versanții intens luminați. Aerul mai rece, din văi, se ridică iar noaptea după ce solul a radiat căldura latentă în atmosferă, versanții se răcesc și adierea are direcția de la culmi spre văi. Alte vînturi locale se produc prin deplasarea aerului sub influența gravitației, de la nivele ridicate spre cele joase ale atmosferei. Se numesc *vînturi descendente* (catabatice), ca: *bora*, pe partea de nord a Mării Adriatice; *mistralul*, în sudul Franței, *Santa Ana*, în sudul Californiei, dinspre Valea Santa Ana spre uscat ș.a. În România menționăm: *Crivățul*, cu viscole în timpul iernii, vînt care aduce aer rece din stepele de la est și nord-est; *Austrul* un vînt dinspre sud-vest, adesea complet descărcat de umezeală, de regulă un vînt uscat care aduce secetă, fiind numit și Sărăcilă; *Băltărețul*, care bate dinspre bălțile Dunării, vînt activ din primăvară pînă toamna, care aduce și ploaie. Mai amintim: *Vîntul negru* din sudul Dobrogei; *Vîntul Mare* dinspre Retezat spre nord pînă în Piatra Craiului; *Coșava* în Banatul de sud-vest ș.a.

Vînturile descrise se produc în păturile inferioare ale atmosferei. Deosebit de acestea, alte mișcări ale aerului se produc la nivele ridicate în troposferă și stratosferă, unde, la fel, se formează centre barice de înaltă sau joasă presiune. Deplasarea aerului, în cele mai multe cazuri se face în mod lent, în sensul invers al mișcării acelor de ceasornic în emisfera nordică și în sensul mișcării acelor în emisfera sudică. La aceste nivele înalte predomină două sisteme de curenți aerieni: — *sistemul vînturilor de vest*, un brîu lat, începînd de la latitudinea de aproximativ 20° nord și sud, pînă aproape de poli. La latitudinile ridicate, vînturile de vest formează un „*vîrtej circumpolar*“, care descrie un circuit complet; între latitudinile de 15—20° nord și sud, tot la înălțimi mari sînt *dorsalele anticiclonice* ale anticiclonilor tropicali,

Scanned with OKEN Scanner

avînd între ele un *culoar depresionar*; în zona ecuatorial-tropicală sînt *vînturile ecuatoriale de est.*

În atmosfera înaltă (10 000—12 000 m) vînturile de est formează *unde de atmosferă înaltă*, la început cu direcţia spre ecuator, apoi spre pol. În interiorul acestor unde, în cadrul unor coridoare înguste, se formează curenţi cu viteza de 350—450 km/h *(curentul jet)*, cu mişcări pulsatorii.

Undele de atmosferă înaltă transportă aerul cald din zona ecuatorial-tropicală spre poli; aerul rece polar se îndreaptă spre ecuator *(convecţie aeriană)*. Între cei doi curenţi (de la ecuator spre poli şi de la poli spre ecuator) se produce şi un amestec orizontal, cu schimb de căldură între aerul cald şi cel rece *(advecaţie atmosferică)*.

Sursa umidităţii atmosferice este procesul de evaporare atît de pe uscat, cît mai ales de pe suprafaţa oceanelor. Evaporaţia de pe uscat este mai redusă. Se face numai de pe suprafaţă şi din pătura subţire de la suprfaţa solului. Nu se produce un amestec al căldurii cu zone mai adînci iar solul şi mai ales rocile au o căldură specifică mică. Evaporaţia din ariile oceanice este mai intensă. Radiaţiile luminoase ajung în oceane la adîncimi mari şi încălzesc un strat gros de apă. În oceane se produc curenţi verticali, de ridicare şi de coborîre a apei, cu schimb şi omogenizare de căldură.

O importanţă deosebită în amestecul apei şi în transferul ei dintr-o zonă în alta o au curenţii oceanici de suprafaţă, care sînt rezultatul acţiunii vînturilor regulate, dominante, aceşti curenţi sînt supuşi aceleiaşi forţe Coriolis menţionate anterior. Unii curenţi oceanici se formează ca rezultat al diferenţei de densitate a apei oceanice. Apa rece din oceanele polare coboară spre zonele adînci, apoi se îndreaptă spre ecuator, unde ridică spre suprafaţă apă mai caldă şi cu densitate mai mică. Din acţiunea combinată a vîntului cu cea a diferenţei de salinitate rezultă circulaţia apei oceanice, în curenţi de suprafaţă (orizontali) şi mişcări pe verticală, de coborîre şi de ridicare a apei.

În zona alizeelor se formează curenţi ecuatoriali, care în partea de vest a oceanelor, la latitudini joase, se îndreaptă spre poli, constituind curenţi calzi, care influenţează climatul coastelor continentale: *Gulf Stream* (Golfstrom), care se formează în partea central-atlantică, trece prin Marea Caraibilor, atinge coasta Floridei şi se îndreaptă spre nord-est, unde atinge coastele Europei de vest şi de

Scanned with OKEN Scanner

nord, depăşind peninsula Kola; *curentul Kuroshivo*, care se formează în zona tropical-ecuatorială a Pacificului de vest, se îndreaptă spre nord, pînă în insulele japoneze, de unde, sub impulsul unor curenţi reci din nord, reintră în zona ecuatorială. Curenţii calzi ai oceanelor Pacific, Atlantic şi Indian din emisfera sudică formează cicluri proprii în larg, amestecîndu-se şi cu apele mai reci, de provenienţă polară, influenţate şi de mişcările unor mase mari de gheaţă (gheţari, banchize). Curenţi calzi în emisfera sudică sînt: *curentul brazilian* în Oceanul Atlantic şi cel *est-australian* în Oceanul Pacific (fig. 108). În emisfera nordică, din mările polare se formează trei curenţi principali de suprafaţă care transportă apă polară:

— *curentul Kamceatka*, cu traseul prin strîmtoarea Bering-coastele peninsulei Kamceatka şi a arhipelagului Kurile; *curentul Groenlandei*, cu direcţia de curgere prin vestul Groenlandei; *curentul Labradorului*, care porneşte din regiunea Golfului Baffin şi ajunge pînă în dreptul coastelor nord-estice ale S.U.A.

În emisfera nordică se află şi alţi curenţi reci, rezultaţi prin ridicarea la suprafaţă a apelor reci: *curentul Canarelor* din apropierea coastei spaniole şi a celei nord-africane; *curentul californian* din apropierea coastei de vest a S.U.A.

Curenţii reci în emisfera sudică sînt: *curentul Humboldt* sau *peruan*, din apropierea coastei chiliene şi peruane; *curentul Falkland* în sud-estul Americii de sud, o componentă mai avansată (pînă la circa 40° latitudine sudică) a curentului circumpolar antarctic şi *curentul Benguelei* din largul coastei de sud-vest a Africii.

Apa ridicată de pe sol şi de pe suprafaţa oceanelor intră în atmosferă şi constituie *umiditatea atmosferică*. Cantitatea de vapori de apă în aerul atmosferic variază de la zero în aerul rece şi uscat al regiunilor arctice, sau în aerul cald şi uscat de deasupra deşerturilor, pînă la valori de 4—5% cît este în regiunile ecuatoriale calde şi umede.

Umiditatea relativă este proporţia vaporilor de apă existenţi în atmosferă în raport cu cantitatea maximă de saturaţie posibilă, care se notează cu 100%. Umiditatea absolută este masa vaporilor de apă existentă într-un anumit volum de aer. Greutatea vaporilor se exprimă în grame, iar a volu-

Scanned with OKEN Scanner

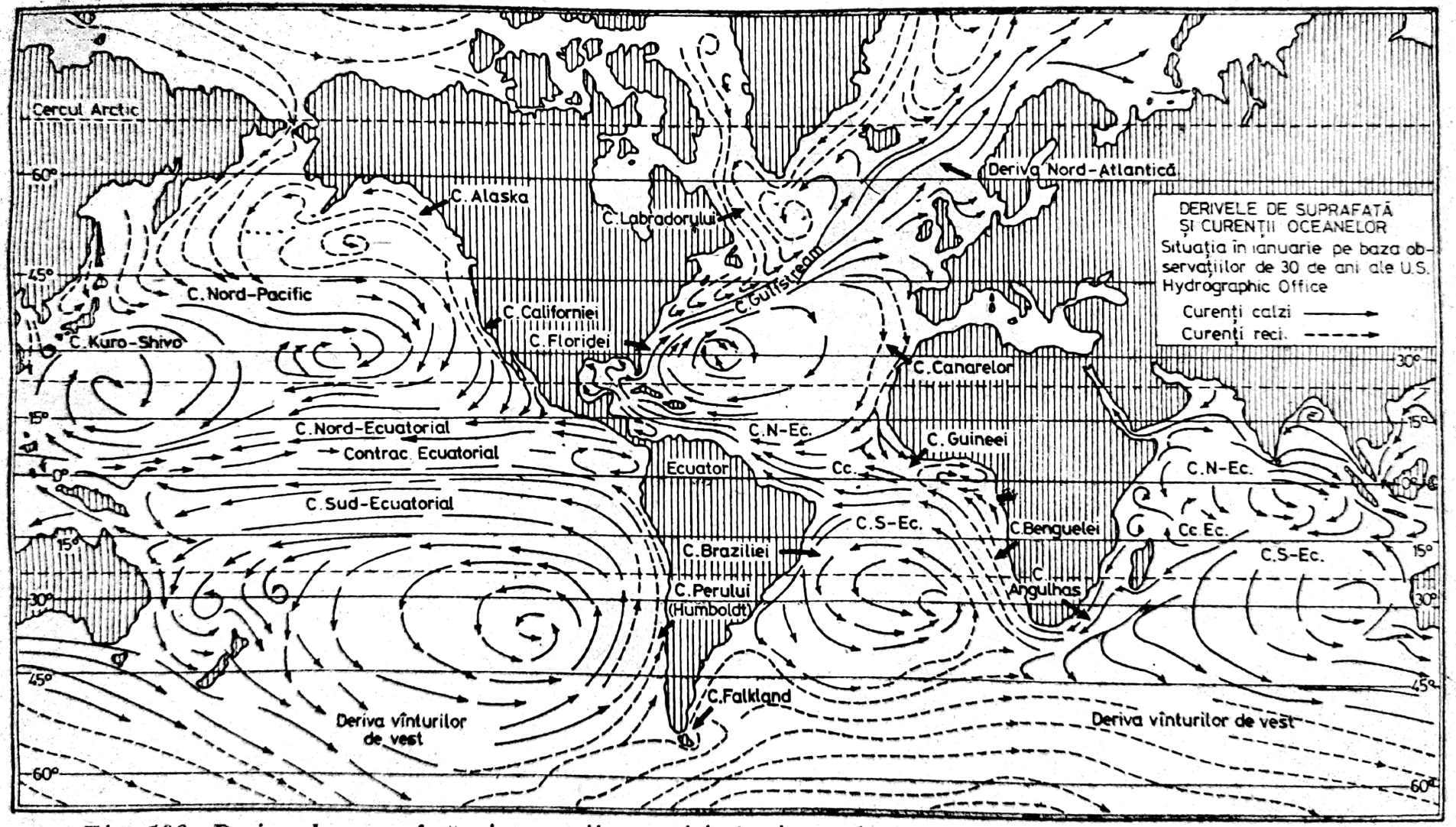


Fig. 108. Deriva de suprafață și curenții oceanici, în ianuarie (după U.S. Navy Oceanographic Ofice).

Scanned with OKEN Scanner

mului în metri cubi. Raportul dintre greutatea vaporilor de apă şi greutatea aerului umed, inclusiv vaporii de apă, reprezintă *umiditatea specifică*. Se exprimă în grame vapori de apă/kg de aer umed.

Vaporii de apă se răspîndesc uniform în partea inferioară a troposferei, după principiul difuziunii gazelor. În atmosferă există şi particule solide, sub forma de suspensii subaeriene (praf atmosferic, aerosoli). Acestea formează centre minuscule sau nuclee de condensare a vaporilor de apă; prin condensarea vaporilor în jurul acestora apar *norii* care sînt picături foarte mici de apă, cu mărimi ce variază de la 0,02 la 0,06 mm în diametru, eventual cristale foarte mici de gheaţă pe care le susţine mişcarea ascendentă a aerului.

După formă şi culoarea lor, norii aparţin la patru tipuri principale: *cirrus*, la partea superioară a troposferei, care apar ca pete albe, aproape transparente; *stratus*, nori în formă de strate, subţiri sau fîşii cu diferite grade de luminozitate; *cumulus*, în forma unor mase individuale aglomerate, mai mult de culoare albă; *nimbus*, nori grei, de culori închise, în mase distincte, la înălţimi de 500—1 600 m, nori care aduc ploaie. De regulă, norii apar asociaţi. La înălţimi mari, norii cirrus, alcătuiţi din cristale de gheaţă, dau forme de: *cirro-stratus*, la înălţimi de 6 000— 12 000 m în fîşii subţiri; *cirro-cumulus*, apar în halo-ul din jurul Soarelui şi Lunii. La înălţimi mai scăzute, între 2 000—6 000 m se formează tipurile: *altostratus*, de culoare cenuşie, uneori acoperind întreg cerul; *altocumulus*, sub forma de pături în care apar mase individuale de nori, aglomerate în diferite forme, de culoare albă, uşor cenuşii.

Sub înălţimea de 2 000 m apar: *stratus*, sub forma unei pături dense, de culoare cenuşie închisă; *nimbostratus*, de forma celor din categoria anterioară (stratus), cu un grad mai avansat de condensare pînă la precipitaţii (ploaie); *stratocumulus*, nori la mică înălţime, alcătuiţi din mase distincte, care uneori dau averse de ploaie sau de zăpadă; de regulă asociază vreme frumoasă.

În apropiere de sol se formează *ceaţa* care este tot un nor de forma stratus. Este legată de fenomenul inversiunii termice. Se formează noaptea cînd temperatura aerului din apropierea solului scade sub valoarea la care se produce

Scanned with OKEN Scanner

roua. Apare și *ceață de advecție* care se produce cînd mase de aer cald și umed acopăr un sol rece sau acoperit de zăpadă.

Norii cumulus și cumuliformi au o dezvoltare mare pe verticală și apar ca mase albe pufoase, ramificate; cînd au dimensiuni mici asociază vreme frumoasă. Din această categorie, forma de *cumulonimbus*, de mărimi enorme (nori de furtună, cu descărcări electrice, însoțiți de rafale de vînt) au o întinsă desfășurare verticală. Încep la 300—600 m și ajung pînă la 9 000—12 000 m.

Precipitațiile atmosferice apar sub formă de: ploaie, măzăriche, zăpadă, grindină și ploaie asociată cu polei. Se produc prin condensarea rapidă a vaporilor de apă în interiorul unui nor.

Ploaia se produce în urma unirii unui număr mare de picături mici (0,02—0,06 mm) în picături cu diametrul de la 1 la 7 mm, picături care devin prea grele, nu mai pot fi susținute și cad. Picăturile cu mărimi de aproximativ 0,5 mm dau burniță. *Măzărichea* este formată din bobițe de gheață, rezultate prin înghețarea ploii. În norii de tipul cumulonimbus pătrund curenți ascendenți de aer care antrenează și transportă picăturile de ploaie la mari înălțimi unde îngheață. În căderea lor granulele de *grindină* formate acumulează noi picături de ploaie care îngheață și le imprimă o creștere concentrică. *Zăpada* rezultă direct din vapori de apă, înghețați la înălțimi și condiții de temperatură sub punctul de îngheț.

Ploaia care cade pe un teren acoperit de un strat de aer cu temperatura sub punctul de îngheț îngheață și dă *poleiul*, un strat lucios, transparent.

În atmosferă se găsește, la un moment dat, o cantitate de circa 12 300 km³ de apă, care, după calcule efectuate pentru o perioadă de timp mai întinsă, face 42 circuite anuale. De unde rezultă că un circuit natural al apei se face în medie, în timp de 9 zile. Cantitatea totală de apă prezentă în precipitații, în timp de un an, este de 518 600 km³ (*T. Morariu* și colab. 1962), iar rezerva de apă din albiile rîurilor este 1 200 km³. De pe suprafața oceanelor se evaporă, anual, cantitatea de 447 900 km³ apă. Pentru a avea bilanțul apei terestre în circuitul ei anual, este necesar să admitem cantitatea de 70 700 km³ apă evaporată de pe uscat.

Scanned with OKEN Scanner

Repartizarea pe glob a precipitaţiilor este neuniformă, după condiţiile de climat, de umezeală a atmosferei, de vînturile care fac transport de aer umed sau uscat, de relief, de caracterul vegetaţiei ş.a. Precipitaţii abundente (200—1 200 cm/an) se produc în zona ecuatorială oceanică, unde există condiţii de evaporare intensă, sub o temperatură ridicată în tot timpul anului, în condiţiile convective ale mişcării atmosferice. Vînturi care transportă aer umed sînt *musonii de vară*, care asigură ploi abundente, în fîşii; afectează podişul Deccan (India) în nordul Indiei şi în Nepal, teritorii situate în faţa Himalaei, în Birmania, Indonezia, peninsula Malacca, în estul S.U.A.; alizeele care bat în America Centrală şi Madagascar asigură peste 200 cm precipitaţii anual.

Precipitaţii slabe şi foarte slabe au loc în zonele tropicale de înaltă presiune unde mase mari de aer uscat coboară şi se încălzesc, întreţinînd condiţiile de deşert în Sahara, Arabia, Iran (în unele zone din SUA), în Africa de Sud, Australia şi pe coasta de vest a Americii de Sud.

La latitudinile medii, între 35—60° (nord şi sud) apar unele fîşii înguste cu precipitaţii abundente, ca în Alaska, Columbia Britanică (Canada), coasta patagoneză, prin transport de aer umed făcut de vînturile de vest.

Unele regiuni, ca teritoriul eurasiatic, au umiditate corespunzătoare în partea de vest. Cu cît se înaintează dinspre vest către est, creşte ariditatea. Regiunile arctice au o atmosferă săracă în vapori de apă, deoarece din cauza temperaturilor scăzute, evaporaţia este redusă şi, la fel, precipitaţiile.

Fronturile atmosferice se formează prin deplasarea maselor de aer atmosferic, dirijate de centrele cu valori barice ridicate (anticicloni) spre centre cu valori barice scăzute (cicloni). Masele de aer, înţelese în acest sens, reprezintă spaţii întinse în atmosferă, în care temperatura şi umezeala sînt relativ uniforme. Din datele arătate anterior, rezultă că zonele de constituire a maselor atmosferice în mişcare sînt ciclonii şi anticiclonii. Ciclonii reprezintă centre de presiune joasă, cu umiditate şi temperatură ridicată, cu deplasări pînă la 40—50 km/oră care, de regulă, dau precipitaţii. Anticilonii au aer uscat, temperatură mai scăzută şi determină vreme răcoroasă cu cer senin. Între un anticiclon polar

Scanned with OKEN Scanner

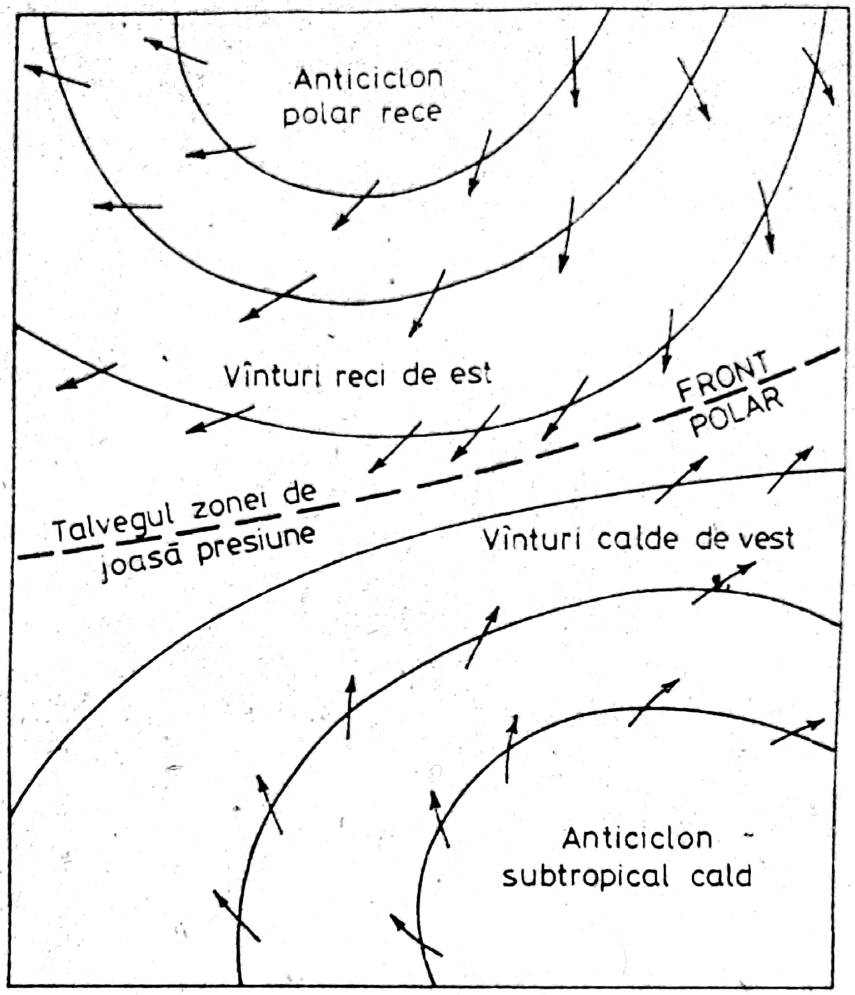


Fig. 109. Culoarul depresionar dintre două regiuni de mare presiune atmosferică.

şi unul tropical se formează o zonă de joasă presiune, un culoar depresionar favorabil dezvoltării unui ciclon. Contactul dintre cele două mase de aer rece a anticiclonului polar şi de aer cald a celui ecuatorial este marcat printr-un *front polar* (fig. 109). Aerul rece invadează regiunile cu aer cald, în mişcarea lui marcînd un *front rece*. Fronturile reci determină perturbaţii atmosferice, uneori foarte puternice (furtuni violente etc.), îndeosebi în lungul aşa numitei *linii de vijelie*, situată înaintea frontului rece, în spaţiul unei mase de aer umed şi mai cald. Frontul cald rezultă din deplasarea unei mase de aer cald în regiuni cu aer rece. Acestea generează condiţii atmosferice mai stabile. Cînd aerul cald are multă umezeală se formează celule de convecţie care dau averse de ploaie şi descărcări electrice.

Masele de aer polar pot fi: *continentale*, cu temperatură joasă, umiditate scăzută şi *maritime*, cu atmosferă umedă,

Scanned with OKEN Scanner

răcoroasă, cu caracter de instabilitate. *Masele de aer tropical*, la fel sînt: continentale, cu aer uscat, cald; maritime, cu umiditate ridicată. Acestea din urmă nu se deplasează pe distanţe mari ca masele de aer polar. Fronturile atmosferice, prin capacitatea lor de a influenţa şi determina schimbarea vremii, se numesc şi *fronturi meteorologice*.

Deasupra oceanelor, între latitudinea de 8—15° nord şi sud, temperatura suprafeţei oceanice ajunge la valori de peste 27°C. Încălzirea aerului din stratul inferior al atmosferei duce la o instabilitate pînă la formarea unei *furtuni ciclonice*, care, în emisfera nordică, porneşte spre vest, apoi, antrenată în drumul alizeic, se îndreaptă spre pol, cu viteze de 120—200 km/oră, pe grosimi de 150—500 km. Produce precipitaţii foarte abundente. Formarea ciclonilor tropicali este foarte frecventă dar limitată numai la anotimpul cald din fiecare emisferă. Furtunile dezlănţuite pun în pericol vasele din larg, construcţiile şi aşezările omeneşti de pe coastă, mai ales în cazul terenurilor joase. În anul 1737 o inundaţie determinată de o astfel de furtună a omorît 300 000 de oameni. În anul 1900 un uragan a înecat la Galveston (Texas) 6 000 de persoane. Astfel de furtuni produc şi mari cantităţi de precipitaţii.

O furtună ciclonică aparte este *tornada* care are o extindere mică în suprafaţă (orizontală), dar intensă în relaţia cu atmosfera. Aerul se mişcă în spirală cu viteze enorme. Apare ca un nor întunecat în forma unei pîlnii, în relaţie la partea superioară cu un mare nor de forma cumulonimbus. Pîlnia, la capătul de jos are diametrul de 90—460 metri. Viteza vîntului într-o tornadă poate ajunge la 800 km/oră, iar în pîlnie se formează şi un curent ascendent de aer. Se formează mai mult primăvara şi vara.

O interpretare recentă a perturbaţiilor ciclonice în latitudini medii şi ridicate o face *Paul Queney* (1978) care consideră că perturbaţiile ciclonice de la aceste latitudini nu le dă conflictul dintre mase de aer cu temperaturi diferite, ci interacţiunea dintre aerul atmosferic rece şi oceanul, mult mai cald. Din acest conflict se formează norii cumulonimbus, care, la rîndul lor, produc alte dereglări care dau perturbaţii ciclonice. Norii de furtună, cumulonimbus, se formează cînd în troposfera superioară există un strat de aer

Scanned with OKEN Scanner

instabil care coexistă cu un alt strat cu umiditate apreciabilă din troposfera inferioară. În astfel de condiţii, se formează un curent ascendent de aer umed şi unul sau mai mulţi curenţi descendenţi. Curentul ascendent de aer cald are ca resursă energetică (motrică) căldura rezultată din condensarea vaporilor de apă. Norii cumulonimbus, cu mari desfăşurări pe verticală, prin mişcarea lor orizontală încălzesc troposfera inferioară şi răcesc stratele superioare ale acesteia: în partea inferioară se comportă ca o maşină termică, iar în partea superioară ca un refrigerator.

Clima. Elementele meteorologice care determină clima sînt: temperatura, presiunea aerului, vînturile, umiditatea atmosferică şi precipitaţiile. In definirea climei mai intră şi solul împreună cu vegetaţia. Nu pot fi date decît scheme convenţionale care exprimă unele generalizări ce urmează să fie completate cu scheme detaliate privind aspectul sinergic al elementelor meteorologice, în participarea lor valorică (procentuală) la definirea subtipurilor climatice. *Thomas A. Blair* (1942) se pronunţă după cum urmează referitor la climă: „Clima, care reprezintă o noţiune complexă şi abstractă şi care nu are o existenţă concretă la un moment dat, nu constituie ceva ce poate fi evaluat cu precizie. Atunci cînd ne formăm o imagine despre clima unei regiuni anumite nu putem ţine seama de efectul tuturor schimbărilor meteorologice şi sîntem nevoiţi să simplificăm şi să generalizăm. Greutatea sporeşte atunci cînd încercăm să descriem clima unei regiuni întinse, deoarece clima se schimbă cu aşezarea pe glob şi nu este exact aceeaşi nici măcar în toate punctele unei zone mici".

În majoritatea schemelor, privind caracterul şi repartiţia climei, a fost folosită temperatura. In linii mari, s-a dat schema: — *climă fără iarnă* la latitudini mici, cu valori medii de temperatură peste 18°C; *clima cu vară* şi *iarnă*, de la latitudini medii cuprinsă între izoterma lunii celei mai reci (aproximativ 27—30° lat. N şi S) şi izoterma lunii celei mai calde (aproximativ pe latitudinea de 60—67° în emisfera nordică şi 43—50° latitudine în emisfera sudică) şi *clima fără vară*, la latitudini mari (peste 60—67° N şi S).

Alt element meteorologic valoros în definirea climei îl constituie precipitaţiile, după următoarele valori:

Scanned with OKEN Scanner

— reduse	0—25 cm/an în climatul arid;
— uşoare	25—50 cm/an în climatul semiarid;
— moderate	50—100 cm/an în climatul subumed;
— abundente	100—200 cm/an în climatul umed;
— foarte abundente	peste 200 cm/an în climatul foarte umed.

Clasificarea cea mai mult acceptată de geografi, biogeografi şi agronomi este cea a lui *Wladimir Köppen*, îmbunătăţită faţă de prima ei formulare (1918). *Köppen* separă cinci grupe climatice, avînd fiecare un indicativ (literele A, B, C, D, E), după cum urmează:

A. *Clima tropicală*. Temperatura medie a fiecărei luni depăşeşte 18°C. Este o climă fără iarnă, în care precipitaţiile foarte abundente depăşesc evaporaţia anuală.

B. *Climă uscată* (aridă) cu precipitaţii foarte reduse, sporadice, în care evaporarea potenţială depăşeşte cantitatea precipitaţiilor. Sînt regiuni fără izvoare care să alimenteze cursuri de apă permanente; regiuni cu un exagerat deficit de apă.

C. *Climă temperată caldă (mezotermă)*, în care luna cea mai rece are temperatura medie sub 18°C şi nu coboară la —3°C. Apare deci contrastul climatic vară-iarnă. În locul termenului mezoterm, se utilizează şi termenul *temperat*.

D. *Climă cu zăpadă (microtermă)*, cu căldură puţină. Temperatura medie a lunii celei mai reci este sub —3°C, iar a lunii celei mai calde depăşeşte 10°C: izoterma acesteia limitează spre nord aria pădurilor.

E. *Clima cu îngheţ persistent*, în care temperatura medie a lunii celei mai calde este sub 10°C. Este clima fără vară adevărată. Apare contrastul de zi şi noapte polară.

În cadrul grupelor menţionate apar subgrupe climatice, de exemplu: clima de stepă, clima de deşert, clima pădurilor tropicale, clima temperată ploioasă, clima de pădure, clima de tundră etc.

Pentru înţelegerea fitogeografiei şi a pedogeografiei (geografia solurilor) au fost separate aşa-numitele *regimuri climatice*, enumerate succint în cele ce urmează.

Scanned with OKEN Scanner

1. Regimul uniform de la latitudini medii, cu climă relativ uniformă, realizat în cîteva puncte, ca: Auckland, Punta Arenas, Golful Hasselborough, insulele South Orkney şi Los Evangelistas. În această din urmă staţiune, pe o mică insulă din largul coastei de vest a Americii de Sud, la latitudinea sudică de $52^1/_2°$, intervalul anual de variaţie a temperaturii este de numai 4°C.

2. *Regimul ecuatorial*, cu un înalt grad de uniformitate termică, nu şi a cantităţii de precipitaţii.

3. *Regimul tropical umed-uscat*, în care alternează un anotimp foarte ploios, în perioada soarelui înalt, cu un anotimp foarte uscat, în perioada soarelui jos.

4. *Regimul mediteranean*, un regim subtropical cu vară uscată, care alternează cu o iarnă blîndă şi umedă.

5. *Regimul continental*, caracterizat prin mari variaţii termice anuale, cu contraste atît în ce priveşte temperatura cît şi presiunea.

6. *Regimul polar*, instalat între cele două cercuri arctice şi poli, cu temperaturi joase în tot timpul anului; temperaturi medii, deasupra punctului de îngheţ fiind numai pe o durată de 3—4 luni.

7. *Regimul de deşert*, cu temperaturi de la cald la cald extrem şi precipitaţii foarte scăzute.

O perioadă de criză în clima terestră?! Instabilitatea vremii, cum şi dereglări ale climatului în unele regiuni întinse ale globului, duc la aprecierea că s-a produs o criză în climatul terestru şi că ne putem aştepta la o răcire progresivă a climei, că s-ar manifesta o tendinţă de apropiere a unei noi epoci glaciare.

Fenomenele meteorologice neobişnuite precum şi răcirea în curs a climatului au fost discutate de către experţi climatologi la conferinţa din mai 1974, la San Francisco. Constatările majore ale climatologilor au fost: *lipsa aproape completă a ploilor* în Africa, tropicală în India şi în alte zone mai restrînse şi *scăderea progresivă a temperaturii* în regiunile temperate, generată îndeosebi de mărirea suprafeţelor înzăpezite în emisfera de nord. Astfel de procese nu sînt întîmplătoare ele marcînd o tendinţă de modificare a climatului.

În emisfera nordică, suprafaţa totală acoperită de zăpadă şi de gheaţă, în 1968, a fost de 32,9 milioane km². Pînă în

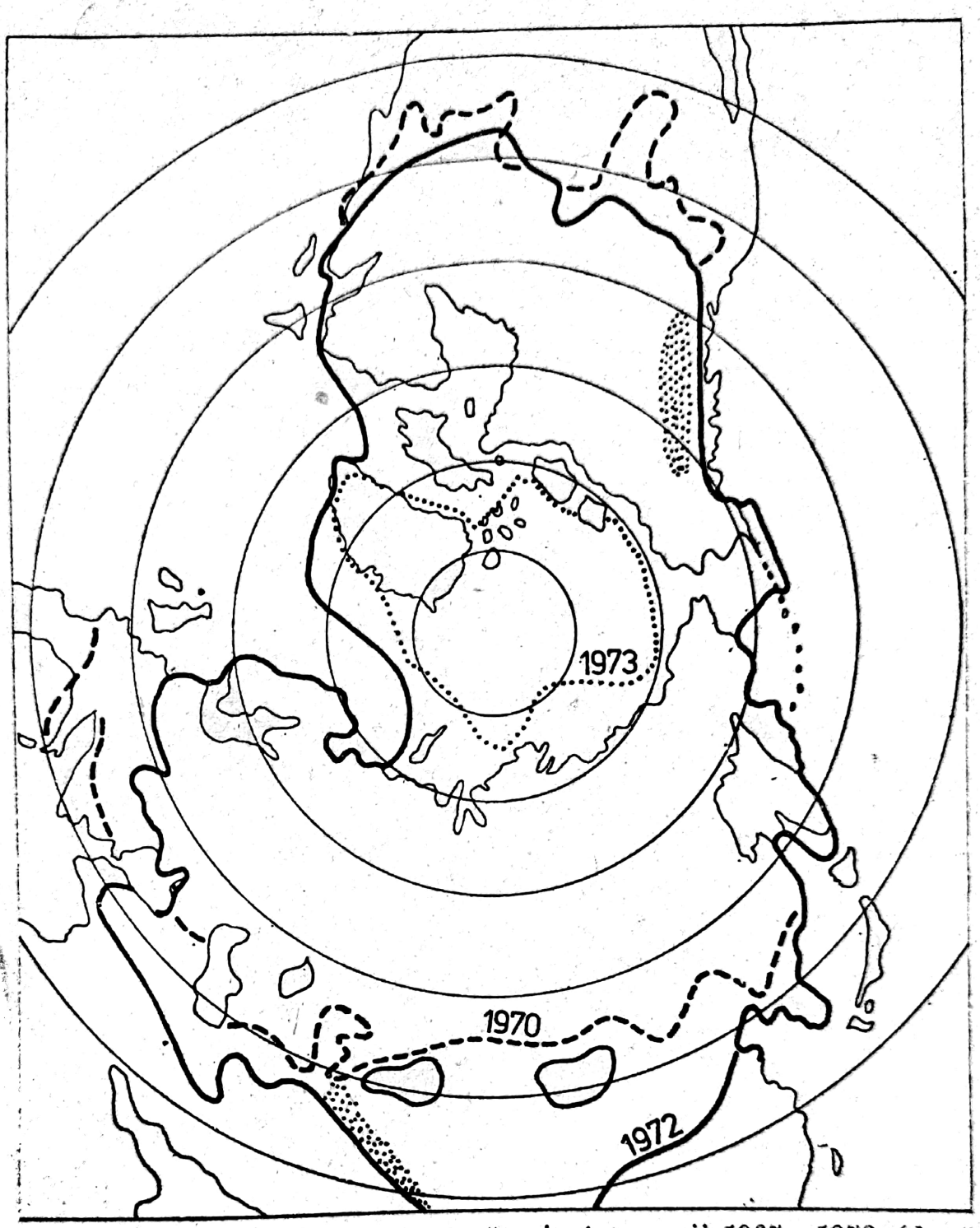


Fig. 110. Creşterea suprafeţelor înzăpezite între anii 1967—1972 (după H.I. Kukla): Linia groasă arată întinderea zonelor acoperite de zăpadă, la 10.02.1972 în emifera nordică = 66,7.10⁶ km². Cu linia întreruptă se arată întinderea zăpezii în 1970. La centru, linia punctată reprezintă zona banchizelor care s-au răspîndit în mări în 1973.

anul 1971, acea suprafaţă s-a mărit la 36,9 milioane km² şi pînă în 1974 a oscilat între 36,7—37,5 milioane km² (*G.L. Kukla*, 1974). Din cercetările paleoclimatice, rezultă că în ultima perioadă glaciară gheaţa a atins o suprafaţă de 60—

Scanned with OKEN Scanner

70 milioane km² şi că ar fi suficiente şapte salturi de mărimea celui dintre 1968—1971, pentru a ajunge în plină perioadă glaciară. Dar acesta este un simplu calcul, şi cel mai sumbru. Totuşi nu este optimistă constatarea că în cursul ultimei perioade glaciare epocile interglaciare au durat 3 000—12 000 ani, iar epoca interglaciară în care ne aflăm durează deja de circa 10 000 de ani şi că de 6 000 de ani suprafaţa gheţarilor este în creştere. Suprafeţele înzăpezite au crescut cu 12% între 1967—1972 şi nu manifestă semne de scădere (*G.I.Kukla*, 1974), fig. 110, iar suprafeţele acoperite cu zăpadă şi gheaţă, avînd un albedo ridicat, reflectă pînă la 80% din energia solară.

Pentru a se obţine elemente care să stea la baza predicţiei evoluţiei climatului, oamenii de ştiinţă au trecut la studierea perioadelor glaciare din trecutul Pămîntului, bazîndu-se pe depozitele depuse de gheţari şi pe urmele de viaţă asociate acestora. S-au pus bazele *paleoclimatologiei*. A fost identificată o întinsă glaciaţiune la sfîrşitul Precambrianului, în ambele emisfere: o glaciaţiune în Permo-Carbonifer în ariile Gondwanei (America de Sud, Africa, India); posibil o glaciaţiune în Cretacic, care să fi contribuit — pe lîngă alţi factori — la distrugerea reptilelor mezozoice (*P. Dansereau*, 1957); o glaciaţiune în Cuaternar (cea mai bine argumentată), o alternare de perioade glaciare şi interglaciare, cărora le corespund în emisfera sudică perioade pluviale cu interpluviale.

Perioadele glaciare şi interglaciare ale Cuaternarului, întinse pe o durată de timp de aproape două milioane de ani, au produs contraste climatice cu mişcări ale vieţuitoarelor din spre pol spre sud în perioadele glaciare, şi invers în perioadele interglaciare. Interglaciaţiunea în care ne aflăm a atins maximum de căldură în urmă cu 5 000 de ani. Se presupune că valorile medii de temperatură erau atunci mai mari decît cele actuale cu aproximativ 1°C.

În secolul al X-lea, vikingii s-au stabilit în Groenlanda, unde au înfiinţat colonii prospere, care, cu timpul, datorită extinderii calotei de gheaţă, au fost distruse. Astăzi 80% din suprafaţa Groenlandei este sub gheaţă. Între anii 1450—1890 a urmat o perioadă rece, numită „mica epocă glaciară" resimţită dur la mijlocul secolului al XVII-lea. După 1890

Scanned with OKEN Scanner

clima emisferei nordice s-a mai încălzit, avînd o mare stabilitate între 1920—1950 (considerată ca o scurtă întrerupere acelei perioade reci) la care se pare că se va reveni. *Reyd Bryson* afirma că răcirea climei se îndreaptă către o nouă epocă glaciară în care gheţarii nordici vor coborî înspre sud.

În sprijinul unei astfel de afirmaţii veneau unele perturbaţii atmosferice importante, determinate de extinderea suprafeţelor „vîrtejurilor polare" care au provocat o deplasare spre ecuator a unor mase de aer uscat şi au provocat lungi perioade de secetă în Africa centrală (Sahelul african), în Orientul Mijlociu, în India, în America Centrală. Marile brîuri (centuri) de aer descendent din zonele anticiclonice (de înaltă presiune) au frînat şi blocat mecanismul periodic al musonilor pe care i-au descărcat de ploi peste oceane, ori în regiuni cu surplus de umiditate, lipsind de ploi regiuni geografice întinse. În ultimii 15—18 ani, zonele climatice din ambele emisfere s-au deplasat spre ecuator cu aproximativ 1° latitudine, ceea ce a determinat următoarele manifestări: 1) între latitudinile de 30—35° nord şi sud pluviozitatea a crescut de la 40% la 50%, cu inundaţii în Orientul Mijlociu, Algeria, Tunisia, Spania, Pakistan, Bangladesh; 2) între latitudinile 12—20° din emisfera nordică s-a instalat o mare secetă în Sahelul african, Columbia şi India *(D. Winstanley)*.

În ultimii ani, instabilitatea vremii întăreşte caracterul de variabilitate climatică, de trecere de la o perioadă de stabilitate neobişnuită la una de nesiguranţă. „O creştere a variabilităţii climatice ar avea urmări grave în oricare regiune a globului, aceste efecte putînd fi extrem de grave în cazul regiunilor aride şi semiaride" *(John F. Griffiths)*. Problema devine mai alarmantă dacă se raportează şi la sporul demografic, şi la prezenţa omului pe întreaga suprafaţă terestră locuibilă. „În momentul de faţă sînt în curs schimbări climatice foarte importante. Dacă această tendinţă continuă, însăşi viaţa omului pe această planetă va fi influenţată" *(Reyd Bryson)*.

Marile inundaţii din ţara noastră, în anii 1970 şi 1975, instabilitatea vremii din ultimii ani şi în trimestrele II şi III din 1978 (în vestul şi nordul ţării) răsturnări ale valorilor barice şi termice întreţin o îngrijorare. În 1973, au căzut ploi abundente în regiunile de cîmpie ale S.U.A., urmate de mari inundaţii în bazinul fluviului Mississippi. Tot în S.U.A. în 1973, un viscol, la mijlocul lunii august, a produs un strat

Scanned with OKEN Scanner

de zăpadă de 20 cm peste lanurile de grîu. n anul 1965, la sfîrșitul lunii august, Betsy, pornit din jurul insulei Barbados, a devenit cel mai distrugător din istorie. A provocat ploi torențiale și inundații, vînt cu viteza pînă la 256 km/oră, trecînd peste Florida și statul Louisiana. A dărîmat 27 000 locuințe, linii de transport electric. A distrus căi de comunicație. Pagubele au fost de 1,4 miliarde dolari. În vara anului 1965, uraganele Connie și Diane, deplasate peste continentul nord-american, au fost alimentate de curenți de aer foarte umezi și calzi. Au provocat ploi și inundații unice în istorie în regiunea Noua Anglie. În 1966, din Munții Stîncoși pînă în Atlantic, a fost o atmosferă de tip tropical, cu aspecte variate, neașteptate și contradictorii: orașul Sandusky (Ohio) inundat pe neașteptate; furtuni puternice din statul Georgia pînă la Marile Lacuri; tornade în Golful Mexic, în suburbiile orașului Chicago, în Noua Anglie; regiuni agricole bîntuite de secetă. Instabilitatea vremii s-a manifestat și în anii următori, avînd caracterul unei reguli instalate. În 1977, în primele luni ale anului, un val de căldură a trecut peste regiuni, de regulă reci și acoperite cu zăpadă, din Canada și Alaska, în timp ce în estul și sud-estul Statelor Unite era cel mai mare frig înregistrat în secolul actual. În același timp, în apropierea coastei pacifice s-a extins cea mai mare secetă din ultimele decenii.

Cauzele care produc aceste dereglări nu sînt suficient de bine cunoscute. Încercarea de a culege informații asupra paleoclimatului, cu ajutorul cărora să se facă unele extrapolări pentru procesele actuale, nu a reușit în măsură suficientă. Mulți paleoclimatologi sînt de părere că încă sîntem departe de o perioadă glaciară. Temperaturile de astăzi și unele capricii ale vremii actuale pot fi comparabile cu cele de la 1816, cînd în regiunea Noua Anglie (SUA) a nins și s-a produs îngheț în fiecare lună, iar în statul Ohio a fost distrusă întreaga producție de porumb. La fel, în 1838, în Wisconsin, la 1 iulie, a nins ușor și s-au produs înghețuri în miez de vară. Pe baza unor date statistice asupra paleoclimatologiei, s-a ajuns la concluzia că clima caldă din zilele noastre nu se găsește decît în 10% din curbele climatice stabilite pe parcursul ultimelor sute de mii de ani, deci că în 90% din ultimele sute de mii de ani climatul a fost mai rece.

Oscilațiile climei se atribuie unor cauze terestre și extraterestre, care întreține mașina termică terestră, constituită din

Scanned with OKEN Scanner

ocean şi atmosferă. Sursa energetică a acestei maşini este energia solară, care antrenează, anual, în circuitul apei aproape jumătate de milion km³ de apă din Oceanul planetar. Considerînd sursa energetică aproximativ constantă, rămîn două variabile: capacitatea oceanelor de a furniza cantităţi diferite de vapori de apă şi posibilitatea atmosferei de a se încărca cu cantităţi diferite de vapori. Din cercetările efectuate, rezultă că oceanul — acest tablou de comandă al climei terestre — este cauza principală a instabilităţii climatice. Oceanul se cuplează cu atmosfera şi se influenţează reciproc. Oceanul este un excepţional acumulator de căldură, mai ales pe o grosime de 60 m, energie cu care apa influenţează atmosfera, prin vaporii degajaţi. Căldura apei intervine şi în structura curenţilor oceanici de suprafaţă şi turbionari. Curenţii distribuie căldura (şi frigul) pe suprafeţe întinse şi intervin, cu un aport compensator, în modul geometric cum Soarele luminează (şi încălzeşte) suprafaţa terestră.

Modificarea compoziţiei aerului este o altă cauză majoră a dereglării climei. Aerul existent deasupra oraşelor şi a regiunilor industriale este mult mai încărcat de suspensii solide decît aerul de deasupra teritoriilor lipsite de clădiri. Raportul între numărul particulelor celor două spaţii atmosferice este de 10:10 000. Oraşele au pînă la 60% din suprafaţa lor acoperită cu construcţii, deci au mai puţină vegetaţie; suprafaţa oraşelor este mai uscată şi nu reţine praful, pe care vîntul îl răscoleşte şi îl amestecă cu fumul. Oraşele primesc cu pînă la 30% mai puţină lumină şi cu pînă la 90% mai puţină radiaţie ultravioletă. Deasupra oraşelor şi a zonelor industriale ceaţa este mai intensă, la fel ploile, atmosfera fiind bogată în praf şi aerosoli care sînt nuclee de condensare a apei. Concluzia este că, pe măsură ce se construiesc oraşe şi autostrăzi, creşte praful şi instabilitatea climei. Gradul de încărcare a atmosferei creşte şi deasupra teritoriilor lipsite de construcţii, la fel în zone izolate, ca Hawaii, unde conţinutul în suspensii (turbiditate) a crescut cu 30%. Praf rezultă şi în urma mecanizării lucrărilor agricole, cum şi în agricultura primitivă din regiunile aride, apoi prin defrişări, desţeleniri, arderea bruselor şi deasupra deşerturilor. Nu poate fi trecut cu vederea nici praful rezultat din erupţiile vulcanice. Praful are un efect de răcire mai mare deasupra regiunilor polare decît asupra regiunilor tropicale. Aerul de deasupra deşerturilor şi a semideşerturilor se încarcă cu praf care îi conferă o greutate specifică mai mare; devenind

Scanned with OKEN Scanner

mai greu, mai dens, acesta presează stratele de jos ale atmosferei, care se încălzesc şi participă la uscarea terenurilor şi la evaporarea extrem de puţinei ape existente. În aceste condiţii, suprafeţele deşerturilor cresc. În măsura în care creşte cantitatea de suspensii în atmosferă, temperatura scade, fiind reţinută o mai mare cantitate din energia solară.

Prin activităţi ale omului a crescut şi cantitatea de bioxid de carbon în atmosferă, gaz care absoarbe o parte din radiaţia solară, dar care, în cantitate mare, ar putea duce la un „efect de seră" şi să contribuie la frînarea radiaţiei calorice terestre. Activitatea umană „în cele din urmă, ar putea eclipsa factorii naturali în privinţa determinării variabilităţii" *(John Kutzbach)*. În perioada 1958—1973, concentraţia bioxidului de carbon în atmosferă a crescut cu 11 ppm (11 părţi la un milion). În perioada 1964—1969, concentraţia vaporilor de apă în atmosfera mai înaltă de 18 000 m a crescut cu 1 ppm *(Lester Machta)*.

Se mai apreciază că mişcarea de rotaţie a Pămîntului nu este perfectă faţă de axa acestuia; că plăcile continentale sînt în mişcare; că lanţurile munţilor creează unele obstacole şi dovedesc mobilitate verticală. Aceste din urmă considerente pot fi luate în seamă în cazul schimbărilor climatice de lungă durată.

Dintre cauzele extraterestre se poate menţiona poziţia Terrei în spaţiu, în lungul unui an galactic; intensitatea petelor solare şi ciclitatea de 11 ani a acestui fenomen; variaţia intensităţii cîmpului magnetic solar, asociată cu cîmpul geomagnetic *(magnetoclimatologia)*; distanţa variabilă dintre Pămînt şi Soare.

În fig. 111 sînt date două schiţe comparative:

— harta presiunii atmosferice, în milibari, întocmită pentru emisfera nordică, după o medie meteorologică, înregistrată între 1918 şi 1958;

— conturul cîmpului magnetic terestru în 1965.

Dacă se are în vedere întîrzierea cîmpului magnetic cu o valoare de 3°/an, apare asemănarea surprinzătoare a curbelor din cele două schiţe, ceea ce a determinat încercarea de a stabili o relaţie de la cauză la efect între cîmpul magnetic

Scanned with OKEN Scanner

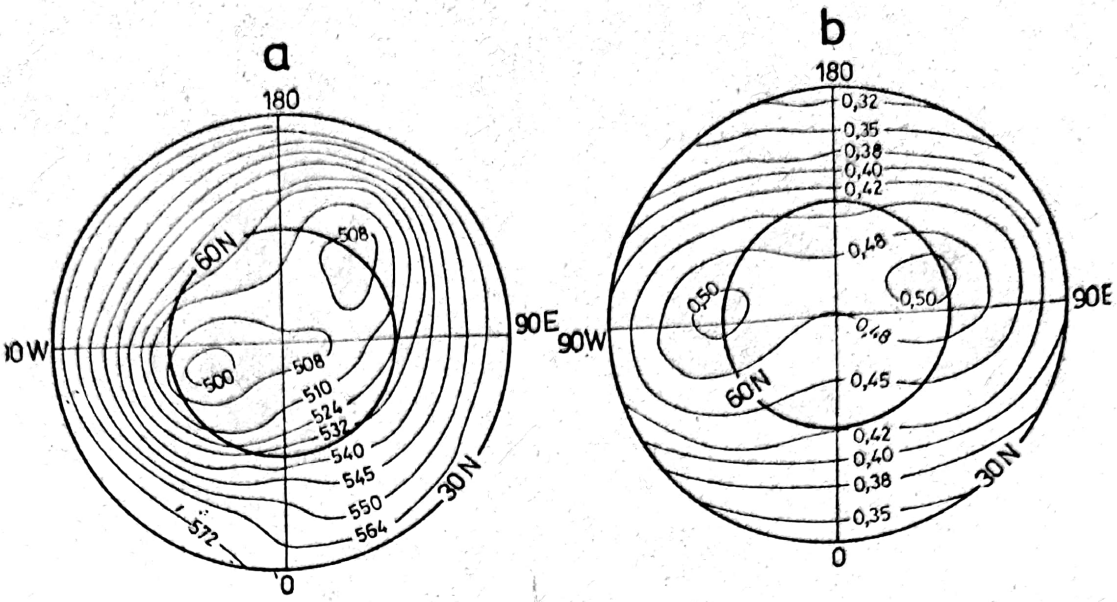


Fig. 111. Comparație între harta presiunii atmosferice (a) *și cea a cîmpului geomagnetic* (b).

terestru și aspectele meteorologice. Cîmpul magnetic controlează radiațiile și particulele elementare trimise prin vîntul solar. Din acest control ar putea rezulta unele corelații la nivelul diferitelor strate atmosferice, inclusiv în troposfera înaltă, sediu al unor procese meteorologice. *Dr. King*, de la Laboratorul Appleton (Marea Britanie), propune ca astfel de cercetări să fie încadrate în disciplina *magnetometeorologie.*

Confruntarea și completarea rezultatului cercetărilor privind studiul magnetosferei (1976—1978) cu cele ce se vor obține prin planul *Veghei Meteorologice Mondiale* va aduce o mai bună fundamentare în înțelegerea proceselor meteorologice și în prognoza vremii.

Posibilități de prevedere a vremii și de apreciere a variațiilor climatice.

Se știe că atmosfera este un sistem material-energetic supus unor legi precise care, însă, nu sînt cunoscute decît în mod parțial. Aceasta face ca prognoza vremii să nu se verifice prin procesele meteorologice care urmează. Ceea ce trebuie cunoscut și mai bine este mecanismul caloric și cinematic al oceanelor, cu influența lui asupra atmosferei. Oceanul înmagazinează o cantitate de căldură de circa 200 cal/zi/cm² pe întreaga suprafață, pe care o distribuie apoi în atmosferă și, prin curenții calzi, în apele mai reci oceanice și în lungul coastelor continentale.

Deocamdată prognozele care se fac asupra vremii și a climei sînt șubrede. Față de perturbațiile ivite în urmă cu 18—20 de ani, Organizația Națiunilor Unite a apreciat neajunsurile pe care le poate produce imposibilitatea de a putea prevedea schimbarea vremii. Omenirea este interesată în cunoașterea vremii în legătură cu: producția alimentară (agricolă și zootehnică); transporturi și căile de transport (terestru, maritim, aerian); sănătatea oamenilor, unele boli fiind întreținute de vremea necorespunzătoare: stări alergice, reumatice etc. *(bioclimatologia);* securitatea construcțiilor, a instalațiilor economice ș.a.

Adunarea Generală a O.N.U. a hotărît (1961, 1962) o colaborare între *Organizația Meteorologică Mondială* (O.M.M.), *Consiliul Internațional al Uniunii științifice* (C.I.U.S) și *Comitetul Oceanografic Internațional*. Modul de acțiune și de cooperare a fost fixat în 1967, cu un caracter definitiv în 1970, în *Global Atmospheric Research Program* (GARP). Încă din 1965 a fost conceput un plan de cercetare, pe 10 ani, planul *Veghei Meteorologice Mondiale*, reînnoit pentru o nouă durată (1976—1979), plan integrat la scară mondială, regională și națională. O ofensivă generală și prin toate mijloacele de acțiune, în toate regiunile globului, începută la 1 decembrie 1978, cu durata de un an, se speră să pună la îndemîna climatologilor și meteorologilor elemente de gîndire pentru o prognoză a vremii de minimum două săptămîni.

Deocamdată nu se știe decît că vremea devine din ce în ce mai imprevizibilă și că vremea ca și clima nu vor fi încă previzibile pe durate mai lungi.

Scanned with OKEN Scanner

CAPITOLUL 9

PRIVIRE SINTETICĂ ASUPRA DINAMICII TERESTRE

Dinamica terestră a început în momentul cînd s-a aglomerat materia protoplanetară din care a luat naştere Pămîntul, şi a continuat pe parcursul formării învelişurilor care îi definesc structura. Dinamica terestră s-a manifestat, fără repaus, în întreaga masă a planetei. Materia proprie a Terrei, influenţată de cîmpurile fizice proprii şi de cîmpuri fizice solare şi cosmice a evoluat de la forme elementare la complexele chimice-mineralogice şi petrografice, pînă la marile unităţi structurale care definesc forma şi conţinutul diferitelor geosfere. Aşa cum este alcătuită, planeta noastră este unică în sistemul nostru solar, prin dinamica ei, prin circulaţia şi evoluţia materiei de la neorganic la lumea mare a organismelor vii, încununată cu prezenţa omului.

Dinamica terestră este definită şi caracterizată prin totalitatea fenomenelor geologice, fizice, chimice şi biologice care angajează materia planetei într-un ciclu mare geologic, întins pe o durată geomilenară şi procese mai restrînse, cicluri cu o durată mai scurtă, în cadrul marelui circuit geologic.

În cadrul ciclului geologic apar procese variate ce participă la formarea şi evoluţia reliefului terestru care se dezvoltă după două direcţii: una centrifugă sau ascendentă şi alta centripetă sau descendentă, orientată după gravitaţie. (Elementele principale ale reliefului terestru au fost arătate în capitolul 4). Deci la suprafaţa solidă a Pămîntului, în cadrul litosferei apar şi manifestări antagoniste. Litosfera şi mai ales zonele ei mai de suprafaţă sînt teatrul de confruntări între fenomene dirijate de cîmpuri fizice interne şi factori externi (apă, aer, vieţuitoare) susţinute de energia solară şi gravitaţie. Primele forme de relief structural, ca mărime şi funcţie, sînt *plăcile litosferice* care îmbracă

Pămîntul într-o carapace solidă. Pe plăcile litosferice se dezvoltă *platformele continentale* şi cele *oceanice*. Al doilea tip de relief structural, de acelaşi ordin cu platformele, sînt *geosinclinalele* şi *fosele oceanice* (termeni care adesea se confundă). Acesta este un *relief major de ordinul I* sau *relief structural*. Prin evoluţia geosinclinalelor sau prin confruntarea dintre două plăci litosferice se formează munţi de încreţire, insule vulcanice, munţi vulcanici. Acesta este un relief structural *major de ordinul II*. Tot acestei categorii îi aparţine şi relieful rezultat prin mişcări epirogene (depresiuni, horsturi, ridicarea verticală a zonelor orogene). Prin relieful major de ordinul II suprafaţa terestră se denivelează.

Factorii externi sau învelişurile externe (apa, aerul şi vieţuitoarele) atacă relieful major, prin alterare şi eroziune, reducînd înălţimea reliefului. Materialul erodat cade prin efectul gravitaţiei sau este transportat de apă de la nivelul de creştet la cel de bază, unde se depune în zonele depresionare pe care le colmatează. Agenţii externi produc un *relief sculptural*. Este *relieful minor* sau *relieful de ordinul III*. Acesta este un relief de eroziune — formele sculptate de apă şi atmosferă pe relieful major — şi un relief de acumulare creat prin depunerea materialului erodat în părţile mai joase ale suprafeţei terestre. Factorii externi nivelează scoarţa terestră. În fig. 112 este dată schema unui ciclu de eroziune, marcat prin stadiul de tinereţe *A*, stadiul de maturitate *B* şi stadiul de bătrîneţe *C*, care, de regulă, se termină cu *peneplenă*.

Analizînd morfologia fiecărui tip de relief, apar o serie de detalieri din care vor fi prezentate cele mai importante.

a. *Structuri şi forme de relief în regiuni de platformă*. Platformele execută mişcări lente, epirogenice sau oscilatorii. Relieful lor este liniştit, afectat de o slabă eroziune. Platformele au numai largi cute de platformă care afectează sedimentele depuse într-un regim epicontinental. Au un vulcanism slab dezvoltat sau acesta chiar lipseşte. În general, pe platforme domină relieful de podiş şi de cîmpie, care, mai mult sau mai puţin, sînt modificate prin activitatea de eroziune. Din aceasta rezultă: cîmpii netede, nefragmentate, puţin fragmentate şi foarte fragmentate; podişuri fragmentate; munţi de eroziune. Aceştia din urmă s-au format prin fragmentarea unei regiuni de platformă necutată, ajunse la altitudine mare, prin epirogeneză.

Scanned with OKEN Scanner

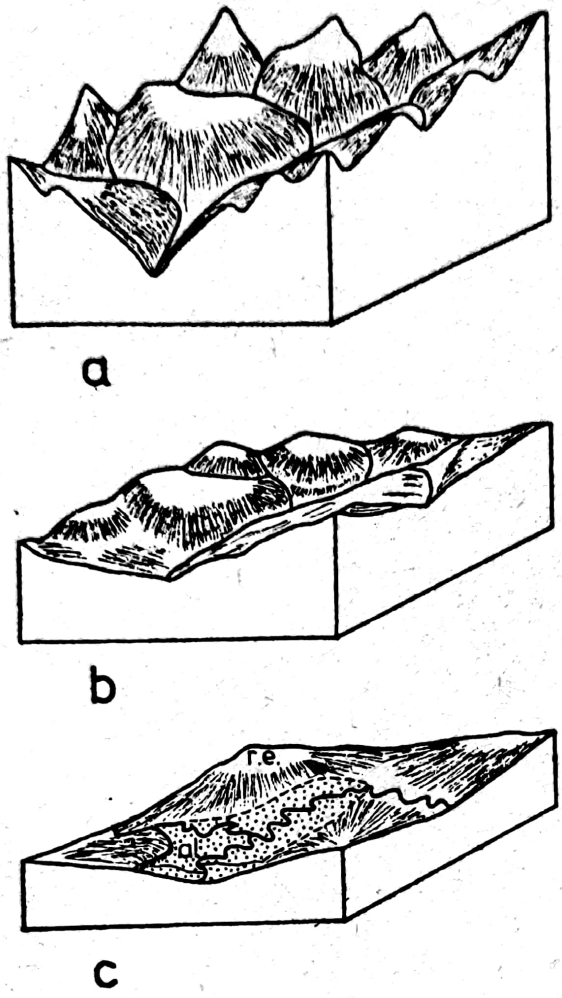


Fig. 112. Schema dezvoltării unui ciclu de eroziune: a — *stadiul de tinereţe;* b — *stadiul de maturitate;* c — *stadiul de bătrîneţe:* r.e. — *rest de eroziune;* al — *aluviuni.*

b. *Structuri şi forme de relief în regiuni de orogen* (relief major de ordinul II).

Acestui relief îi aparţin munţii de încreţire şi munţii de origine magmatică. Se caracterizează prin:

— energie de relief, cu mari contraste, relief accidentat cu diferenţe de altitudine între piscuri şi terenurile plane învecinate, eventual mările din apropiere, prin durităţi diferite ale rocilor;

— relief afectat de diferite falieri;

— o largă dezvoltare a magmatismului.

Munţii de încreţire se prezintă adesea sub forma unor culmi lungi, paralele, uneori secţionaţi prin falii aşa cum sînt munţii bloc, sau horsturi (Munţii Apuseni, Dobrogea de nord ş.a.), alături de care se formează depresiuni sau grabene (fig. 113). Exemple de depresiuni sînt: Depresiunea Transilvaniei, Depresiunea Zarandului ş.a. Exemple de graben: Valea Rinului, riftul african ş.a.

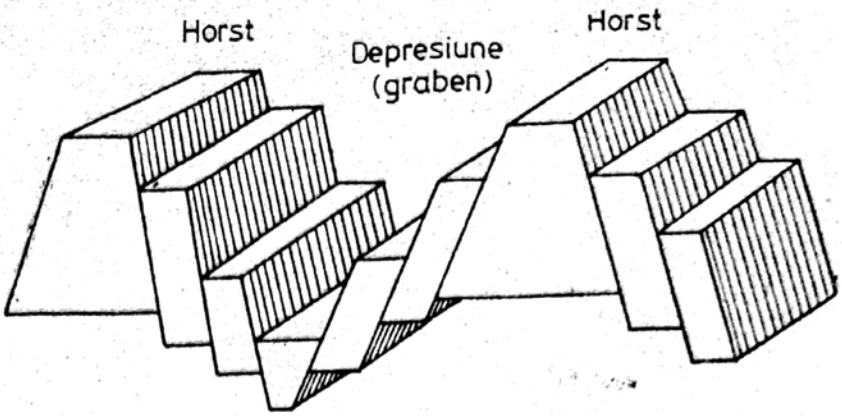


Fig. 113. Horst şi depresiune (graben).

Munţii vulcanici sînt resturi ale aparatelor vulcanice, reprezentaţi prin: con, crater şi coş. Au forma conică, în planul orizontal au forma eliptică, mai rar circulară. Apar ca nişte căpiţe mari ieşite îndrăzneţ peste relieful din apropiere. Se poate vedea un astfel de relief trecînd prin zona vulcanică a Carpaţilor Orientali. Un peisaj montan de origine vulcanică poate fi văzut uşor, trecînd cu trenul din spre Alba Iulia spre Deva. În dreapta Mureşului, de la distanţa de aproximativ 18 km se pot vedea coşurile eruptive de la Săcărîmb, Hărţăgani, iar în stînga suportul vulcanic al cetăţii medievale de la Deva.

c. *Forme ale reliefului de ordinul III* (relief sculptural). Este relieful de eroziune, format sub acţiunea atmosferei şi a hidrosferei, menţionat şi în capitolul 7. Dintre agenţii externi, care produc relieful sculptural, apa este factorul cel mai important. Relieful de eroziune este dat de apele curgătoare: torenţi, pîraie, rîuri, fluvii, văile avînd diferite forme după natura rocilor, după vîrsta cursului de apă. Tot acestui relief îi aparţin suprafeţele de abraziune marină. Ceea ce s-a menţionat mai sus aparţine reliefului de eroziune. Relieful de acumulare cel mai slab pronunţat îl dau *depunerile deluviale* de la baza pantelor sau versanţilor. Sînt formate din fragmente de rocă mişcate sub acţiunea gravitaţiei sau a apei de şiroire.

Pîraiele şi torenţii transportă şi depun materialul în *conuri de dejecţie*. Adesea conurile de dejecţie cresc şi se ating cu alte conuri învecinate. Formează o salbă mai mult sau mai puţin sinuoasă, numită *glacis*, dezvoltată la contactul versanţilor cu cîmpiile sau cu podişurile. Depunerile întinse peste glacisuri şi în continuarea lor, în zone depresionare, dau *piemonturi* şi, în continuarea lor, *cîmpiile*. De remarcat

că glacisurile şi piemonturile au şi o dezvoltare regresivă, fiind dezvoltate nu numai peste terenul din faţa muntelui ci şi peste vechea arie a versantului.

Alte forme ale reliefului au fost descrise în capitolele anterioare. Din examinarea fenomenelor geologice rezultă şi ciclul mare geologic, cu marcarea celor trei mari faze: *orogeneza* care produce relieful major (aci se poate încadra şi zona de rift oceanic în care se formează scoarţa oceanică); *gliptogeneza* şi *litogeneza*, prin care se realizează relieful minor (ord. III) sau relieful sculptural. Materialul acumulat, dispus în strate groase, prin orogeneză reintră într-un circuit geologic nou, formînd alt şir de munţi, la contactul dintre continente şi oceane. Este unul dintre multele exemple ale naturii în care acumulările cantitative dau salturi calitative. Depozite de pe fundul oceanelor sînt transformate în munţi de încreţire, cu o deplasare pe verticală de multe mii de metri.

Procesele geologice creează şi materiale valoroase pentru economie: minereuri rezultate din topituri magmatice, prin mai multe feluri de procese, între care mai frecvente sînt diferenţierea prin cristalizare şi dezamestec; minereuri în roci metamorfice, adesea formate prin diferenţiere metamorfică; minereuri prin concentrare mecanică cu ajutorul apei, legate de roci sedimentare.

Alt exemplu de treceri ale acumulărilor cantitative la salturi calitative îl dau cărbunii şi hidrocarburile, care au rezultat din acumulări masive de masă vegetală sau de masă planctonică şi transformarea acestora în combustibili energetici.

Scanned with OKEN Scanner

Airinei, Şt., *Originea, evoluţia şi structura internă a Pămîntului.* Editura ştiinţifică, Bucureşti, 1974.

Airinei, Şt., *Geofizica pentru geologi.* Editura tehnică, Bucureşti, 1977.

Allègre, C.J., Mattauer, M. (coord), Francheteau, J. Jobert, J. Llibutry L., Le Pichon. X, Roche, A., *Structure et dinamyque de la lithosphère.* Ed. Herman, Paris, 1972.

Andreescu D. St., *Breşe adînci în infinit.* Editura militară, Bucureşti, 1977.

Atanasiu, I., *Cutremurele de pămînt în România.* Editura Acad. R.P.R. Bucureşti, 1961.

Auboin, J. Brousse, R.. *Précis de géologie T. 3 Tectonique, tectonophysique morphologie,* 1975.

Demeniţkaia, R.M., *Cora i mantia zemli.* Izd. Nedra Moskva, 1967.

Deruaux, M., *Précis de géomorphologie,* 1973.

Gorşkov, G., Yakoucova, A., *Géologie générale.* Ed. Mir, Moscou, 1967.

Kesarev, V.V., *Drijuscie silî razvitia zemli i planet.* Izd Nedra Leningrad, 1967.

Lupei, N., *Geologia în prezent şi în viitor.* Editura tehnică, Bucureşti, 1975.

Morariu, T., Pisota, I., Buta, I., *Hidrologie generală,* Editura didactică şi pedagogică, Bucureşti, 1962.

Petrescu, Gh., *Cutremure de pămînt.* Editura tehnică Bucureşti, 1959.

Popovici Călin (coord), *Dicţionar de astronomie şi astronautică.* Editura ştiinţifică şi enciclopedică, Bucureşti, 1977.

Pora, E., Oros, L., *Limnologie şi oceanografie.* Editura didactică şi pedagogică, Bucureşti, 1974.

Posea, Gr. Ilie, I., Grigore, M., *Geomorfologie generală.* Editura didactică şi pedagogică, Bucureşti, 1970.

Răileanu, Gr., *Geologia generală.* Editura tehnică, Bucureşti, 1959.

De Sitter, L.U., *Geologia structurală,* Editura tehnică, Bucureşti, 1969.

Scanned with OKEN Scanner

Socolescu, M., Airinei, Şt., Ciocârdel, R., Popescu, M., *Fizica şi structura scoarţei terestre din România.* Editura tehnică, Bucureşti, 1975.

Strahler, A., *Geografia fizică.* Editura ştiinţifică, Bucureşti, 1973

Tazieff, H., *Quand la Terre tremble.* Librairie A. Fayard, Paris, 1962.

Ursu, I., *Energia atomică.* Editura ştiinţifică, Bucureşti, 1973.

Atlas geografic general, Editura didactică şi pedagogică, Bucureşti, 1974.

Auboin, J. *Propos sur les géosinclinaux.* Bull. Soc. géol. de France. Sér. 7, tome III, Paris, 1962.

Contescu, L., *Geosinclinalele şi tectonica globală.* Progresele ştiinţei, X, 1, 1—13, Bucureşti, 1974.

Dorozynski, Al., *Climat plus froid, famine en vue,* Science et Vie, iun. 1974, 84—93, Paris.

Matthews S.W., *This Changing Earth.* National Geographic, 143, 1, 1—37, 1973.

Thaler, Louis. *Du renouvellement des fond océaniques au renouveau de la géologie.* Science, Progres et Decouverte, oct. 1971, 39—46 Paris.

Scanned with OKEN Scanner

CUPRINS

PREFAȚĂ (5)

INTRODUCERE (9)

Partea întîi

PĂMÎNTUL, DE LA ORIGINI PÎNĂ LA STRUCTURA ACTUALĂ (15)

CAPITOLUL 1

UNIVERSUL. LOCUL PĂMÎNTULUI ÎN UNIVERS (15)

Unitatea materiei în Univers (16)

Corpuri cosmice (17)

Nebuloase (17); *Galaxii* (18); *Calea Lactee* (19) *Evoluția unei stele* (21); *Pulsarii* (23); *Găuri negre* (23); *Quasarii* (23)

Spațiul intergalactic și interstelar (24)

Sisteme planetare (25)

Planetogeneză (26); *Cosmogonie* (26)

Sistemul nostru solar (29)

Soarele (31); *Activitatea solară* (33); *Planetele din sistemul solar* (36); *Impactul Pămîntului cu diferite corpuri cosmice* (42)

Cîmpuri de forță sau potențial fizic universal și galactic (43)

Atracția universală (43); *Magnetismul stelar* (44); *Energia cosmică* (44); *Procese de radiație în Cosmos* (45); *Radiosursele* (45)

CAPITOLUL 2

PĂMÎNTUL. STRUCTURA. POTENȚIAL FIZIC TERESTRU (47)

Locul Pămîntului în Sistemul solar. Evoluția substanței protoplanetare în dezvoltarea Pămîntului (47)

Scanned with OKEN Scanner

Poziţia şi mişcările Pământului (48)
Mişcarea de revoluţie (49); *Mişcarea de rotaţie* (49); *Mişcarea de nutaţie* (50)
Însuşirile fizice ale Pământului (51)
Din efortul pentru cunoaşterea Terrei (51); *Forma Pământului* (53); *Volumul* (53); *Densitatea* (54); *Viteza de propagare a undelor mecanice* (56)
Modelul actual al structurii globului terestru (57)
Geosferele interne (57); *Geosferele (învelişurile) externe* (62)
Cîmpul fizic terestru (67)
Atracţia gravitaţională (67); *Geomagnetismul* (69); *Căldura* (75); *Electricitatea terestră* (78); *Radioactivitatea* (81)
Satelitul natural, Luna (82)

CAPITOLUL 3

STRUCTURA ŞI EVOLUŢIA SCOARŢEI TERESTRE (84)

Compoziţia scoarţei terestre (84)
Elementele scoarţei (84); *Mineralele scoarţei* (85); *Roci şi minereuri* (87).
Scoarţa continentală. Scoarţa oceanică (92)
Zona de trecere a scoarţei la manta (96)
Izostazie. Echilibru izostatic (97)
Vîrsta Pământului, după datele culese din scoarţa terestră (98)
Geocronologia relativă, erele geologice (99).; *Geocronologia absolută* (103)

CAPITOLUL 4

MARILE UNITĂŢI ALE SCOARŢEI TERESTRE.

RELIEFUL TERESTRU (105)

Generalităţi (105)
Scoarţa şi relieful continental (109)
Platformele continentale (109)
Relieful suboceanic (112)
Dorsalele mediane oceanice (113); *Insulele* (118); *Fosele oceanice* (119); *Platformele oceanice, cîmpii abisale* (121); *Conuri de acumulare* (121)

Scanned with OKEN Scanner

Geosinclinalele (122)
Structura în plăci a litosferei (123)

Partea a doua

NATURA, ORIGINEA ŞI EFECTUL FORŢELOR CARE SE CONFRUNTĂ ÎN SPAŢIUL TERESTRU (124)

CAPITOLUL 5

NATURA FORŢELOR CARE SE MANIFESTĂ ÎN SPAŢIUL TERESTRU.
FENOMENE GEOLOGICE ((124)

Forţe sau factori endogeni (124)
Gravitaţia (124); *Căldura* (125); *Magnetismul* (126); *Viteza de rotaţie* (126)
Forţe sau factori exogeni (127);
Atracţia universală (127); *Mareele* (127)
Fenomene geologice. Ciclu geologic (128)

CAPITOLUL 6

DINAMICA INTERNĂ. PROCESE ASOCIATE (133)

Generalităţi (133)
Tectonica plăcilor (134)
Faliile transformante (135); *Structura plăcilor* (136); *Zone de generare* (136); *Consumul plăcilor litosferice* (137); *Cinematica plăcilor* (139)
Deriva continentelor (141)
Actuala derivă (142); *Continuarea probabilă a actualei derive în viitor* (146); *Formarea oceanelor* (148); *Curenţii de convecţie* (148)
Mişcările epirogenice (150)
Mişcări oscilatorii (150); *Urmările mişcărilor epirogenice* (152)
Mişcările orogenice. Formarea munţilor (154)
Generalităţi (154); *Ariile geosinclinale* (156); *Evoluţia geosinclinalelor* (156); *Orogeneză ortotectonică şi paratectonică* (161); *Tectonica în plăci în România şi orogenul carpatic* (162); *Unele influenţe cosmice în desfăşurarea dinamicii interne* (163); *Tectonica actuală* (167)
Diastrofismul (168)

Scanned with OKEN Scanner

Cutele (168); *Flexuri. Falieri. Fracturi. Rupturi* (172); *Decroşările* (174); *Fisuraţia planetară* (175)

Fenomene magmatice (175)

Magmatismul rifturilor (177); *Magmatismul scuturilor* (177); *Magmatismul legat de interiorul plăcilor oceanice* (178); *Magmatismu zonelor orogenice* (178)

Fenomene metamorfice (200)

Metamorfismul regional (200); *Metamorfismul de contact* (203)

Cutremure de pămînt (205)

Generalităţi. Înregistrări în timpul istoriei (205); *Studiul cutremurelor* (208); *Propagarea undelor seismice în masa terestră* (215); *Frecvenţa şi ordinea de mărime a cutremurelor* (217); *Comportarea diferitelor formaţiuni geologice faţă de undele seismice* (219); *Clasificarea cutremurelor* (222); *Cauzele cutremurelor* (223); *Răspîndirea cutremurelor* (228); *Regiuni seismice în România* (229); *Regiunea seismică Vrancea* (233); *Posibilităţi de prevedere a cutremurelor* (235)

CAPITOLUL 7

DINAMICA EXTERNĂ. PROCESE ASOCIATE (240)

Dinamica atmosferei (240)

Acţiunea fizică a atmosferei (240); *Acţiunea chimică* (242); *Scoarţa de alterare* (244); *Solificarea* (245); *Acţiunea mecanică a atmosferei* (247)

Dinamica hidrosferei (251)

Apa meteorică (252); *Dinamica apelor curgătoare permanente* (254); *Dinamica apelor subterane* (264); *Dinamica apei în stare solidă* (272); *Dinamica apei oceanice* (284); *Dinamica lacurilor* (294)

Dinamica biosferei (296)

Acţiunea de distrugere (297); *Acţiunea constructivă* (298)

Acumulări de substanţe minerale utile legate de dinamica externă (300)

Combustibilii fosili (300). *Zăcămintele de minereuri* (302)

CAPITOLUL 8

VREMEA. CLIMA (306)

Radiaţia solară (306); *Repartiţia temperaturii pe glob* (309); *Mişcarea aerului. Presiunea atmoferică* (311); *Vînturile de suprafaţă* (313); *Sursa umidităţii atmosferice* (318); *Norii* (321);

Scanned with OKEN Scanner

Precipitaţiile atmosferice (322); *Fronturile atmosferice* (323); *Furtuni ciclonice* (325); *Tornade* (325)

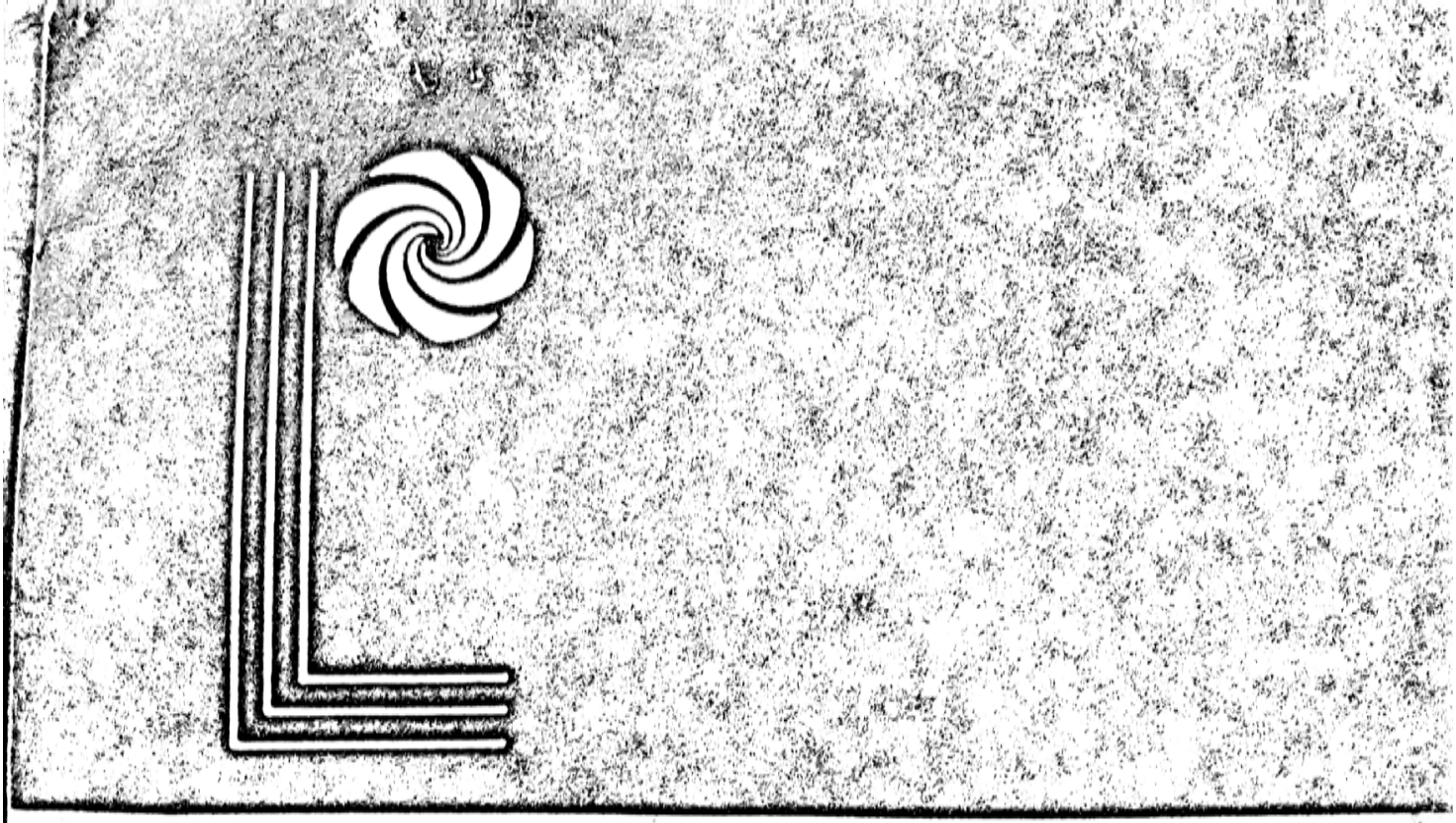
Clima (326)

O perioadă de criză în clima terestră?! (328); *Cauzele dereglărilor climatice* (332); *Posibilităţi de prevedere a vremii şi de apreciere a variaţiilor climatice* (335)

CAPITOLUL 9

PRIVIRE SINTETICĂ ASUPRA DINAMICII TERESTRE (337)

Scanned with OKEN Scanner



«Lucrarea reprezintă o sinteză bine sistematizată a cunoștințelor actuale, ca și a problemelor aflate în studiu, privind dinamica planetei noastre. Sînt prezentate, într-o succesiune și o înlănțuire logică, problemele fundamentale ale originii, structurii și evoluției Pămîntului, în ansamblu, precum și aspecte ale dinamicii învelișurilor externe ale Pămîntului.

Bazat pe o bogată experiență didactică și de cercetare, prof. dr. NESTOR LUPEI prezintă, într-o formă accesibilă, un mare volum de cunoștințe, trezind și stimulînd interesul cititorilor pentru aprofundarea cunoașterii fenomenelor geologice.»

Prof.dr. SIMON PAULIUC

Lei 9,25

Scanned with OKEN Scanner